

Г. В. Тиррель

ОСНОВЫ ПЕТРОЛОГИИ

2 р. 60 к., переплет 60 к.



1932

ГОСУДАРСТВЕННОЕ
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВО

*из книги
С. Миниртеева
15.3.32г.*

Г. В. ТИРРЕЛЬ

ОСНОВЫ ПЕТРОЛОГИИ

ВВЕДЕНИЕ В НАУКУ О ГОРНЫХ ПОРОДАХ

ПЕРЕВОД С АНГЛИЙСКОГО

С. П. СОЛОВЬЕВА

ПОД РЕДАКЦИЕЙ ПРОФ. ЛЕНИНГРАДСКОГО

ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНОГО ИНСТИТУТА

А. Н. ЗАВАРИЦКОГО

*8910
5312*



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКВА ★ 1932 ★ ЛЕНИНГРАД

THE PRINCIPLES OF PETROLOGY

AN INTRODUCTION TO THE SCIENCE OF ROCKS

By

G. W. TYRRELL



Редактор И. И. Боргман.

Книга сдана в набор 18 мая 1931 г.

НГ, 1. Огиз № 991/л.

Тираж 7000 экз.

Техн. редактор Ф. С. Лысая.

Подписана к печати 8 января 1932 г.

Ленгорлит № 27483.

Заказ № 1008.

Бумага 82×111 см., 20¹/₂ п. л. (80960 тип. знаков в 1 бумажном листе.) Бум. листов 5¹/₈.

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА.

«Основы петрологии» Тирреля являются выдающимся по своей ясности и сжатости изложением современных петрологических идей, широко охватывающим различные проблемы этой области знания. Книга Тирреля не представляет учебника описательной петрографии, имеющей целью научить распознавать горные породы как естественные тела, слагающие земную кору, и находить сходство их и различие в их равнообразии как минеральных агрегатов. Автор вводит читателя в круг общих петрологических представлений о происхождении горных пород и взаимоотношений их, как геологических образований; таким образом его книга является изложением той части науки о горных породах, которая в наших школах иногда называется общей петрографией. Однако, как указывает автор (стр. 9), описательная петрография должна «являться необходимой предварительной ступенью к петрологии» и книга Тирреля прочтется с особенной пользой теми, кто уже ознакомился с элементами петрографии. Основная мысль, что петрология является частью геологии, составляет характерную черту изложения предмета в этой превосходной книге, которая является не только прекрасным учебником для лиц, изучающих горные породы, но представляет интерес и для геологов и для натуралистов вообще, так или иначе соприкасающихся с изучением земной коры.

Учащиеся нашей высшей школы без сомнения встретят появления в свет перевода книги «Основы петрологии» с чувством живой признательности профессору Тиррелю, любезно давшего согласие, чтобы его книга появилась и на русском языке.

Проф. А. Заварицкий.

ПРЕДИСЛОВИЕ АВТОРА.

В этой книге сделана попытка подвести итог современной петрологии с генетической точки зрения. Размер работы является небольшим по сравнению со значительностью этого предмета, но думается, что мы все же рассмотрели в основных чертах данную область знания. В соответствии с генетической точкой зрения, всюду особое внимание было обращено на петрологию, в противоположность петрографии, и опускались чисто описательные минералогические и петрографические детали. Каждый петролог, который прочтет эту книгу, увидит, насколько автор обязан своей работой А. Харкнеру и А. Холмсу из числа английских работников, проф. Р. Дэли, Х. Вашингтону и Н. Боуэну из числа американских петрологов и профессорам Фохту, В. Гольдшмидту, Лякруа и Ниггли из числа исследователей европейского континента. Главное внимание было обращено на современные воззрения и относительно небольшое количество ссылок на работы более старого поколения петрологов не носит какого-либо неуважения к последним. Это вызвано желанием дать изучающему петрологию более новый и более широкий ряд ссылок на литературу, чем это обычно делается в этого рода работах; поэтому ссылки, как текст, так и иллюстрации, автор стремился дать неизменными по сравнению с оригиналами. Кроме того думается, все, что имеется хорошего и жизненного в старых работах, было объединено в одно целое с новым, сознательно или бессознательно. Материалы, накопленные старыми исследователями, сделались краеугольными камнями нового строения петрологической науки и не нуждаются в особом упоминании в каждом новом учебнике.

Многие из иллюстраций являются новыми. Другие были извлечены из изданий, которые полностью упоминаются в тексте.

Надеемся, что книга явится подходящей для тех изучающих геологию лиц, которые овладели элементарными знаниями науки и стремятся к дальнейшему совершенствованию, для студентов старших курсов и начинающих исследователей и для работников других областей геологии, желающих конспективно знать современное состояние науки петрологии. Кроме того думается, что книга явится полезной работникам, занятым в технической и прикладной геологии и во всех тех отраслях, где некоторое общее знание о горных породах является основным.

Г. Тиррель.

ОГЛАВЛЕНИЕ.

Предисловие редактора	Стр. 3
Предисловие автора	4
Глава I. Введение	9
Наука петрология (9). Зоны земли (10). Барисфера (10). Состав земных оболочек (11). Химический состав земной коры (13). Горные породы и их состав (14). Породообразующие минералы (15). Классификация пород (17).	

Часть I.

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ.

Глава II. Форма и сложение изверженных пород	21
Введение (21). Формы изверженных пород. Лавовые потоки (22). Пирокластические отложения (22). Интрузии и их отно- шение к геологическим структурам (23).	
<i>Формы в складчатых районах</i>	24
Интрузивные залежи (24). Лакколиты (27). Лополиты (27). Дайки (28). Кольцевые дайки и интрузивные конические слои (30). Интрузивные конические слои (31).	
<i>Формы в складчатых районах</i>	33
Факолиты (33). Хонолиты (34). Батолиты (34). Многократные интрузии (37). Сложные интрузии (37). Дифференцированные интрузии (38).	
<i>Сложение или текстура изверженных пород</i>	39
Сложение и структура (39). Пузыристость и миндалекамен- ная текстура (39). Глыбовая и волнистая лавы (40). Подушеч- ное (pillow) сложение (42). Флюидальное сложение (44). От- дельность слоистая и плитчатая (45). Столбчатая и призматиче- ская отдельности (46). Плоскости раскола (47).	
Глава III. Состав и образование магм	50
Магма (50). Состав магм (50). Пирогенные минералы (51). Физико-химический состав магм (54). Первичная магма (57).	
Глава IV. Образование изверженных пород	59
Стекло и кристаллы (59). Кристаллизация однокомпонентной магмы (60). Зернистость изверженных пород (61). Образование	

стекла (62). Кристаллизация бинарных магм (63). Эвтектики (65). Смешанные кристаллы (67). Кристаллизация тройной магмы (68). Кристаллизация других тройных систем (73). Реакционные соотношения (76).

Глава V. Структура и микроструктура 79

Определение и описание (79). Кристалличность (79). Начало кристаллизации. (79) Расстеклование (80). Зернистость (82). Формы кристаллов (83). Взаимные отношения кристаллов (84). Равномернозернистые структуры (84). Неравномернозернистые структуры (85). Порфировая структура (87). Пойкилитовая структура (88). Интерсертальная и интергранулярная структуры (89). Директивная структура (89). Структуры прорастания (90). Реакционные текстуры (91). Ксенолитовые текстуры (93). Шаровая текстура (94). Сферолитовая текстура (95). Формы трещин (98).

Глава VI. Классификация изверженных пород 99

Основы классификации (99). Фактор химического состава (100). Фактор минералогического состава (102). Фактор геологического залегания и структура (104). Классификация в виде таблицы (105). Номенклатура (107). Гранит, гранодиорит и диорит (108). Спелит, нефелиновые спелиты и связанные с ними щелочные породы (112). Габбро, анортозит и перидотит (116). Долерит и лампрофир (119). Риолит и дацит (120). Трахит и фонолит (122). Андезит и базальт (125).

Глава VII. Распределение изверженных пород в пространстве и времени 130

Родство горных пород (130). Изображение серий изверженных пород с помощью диаграмм (131). Родственные группы изверженных пород (133). Петрографические провинции и периоды (138). Изверженная деятельность и движения земной коры (140). Последовательность изверженных пород во времени (143).

Глава VIII. Происхождение изверженных пород 146

Разнообразие изверженных пород (146). Доказательства дифференциации. Разнообразие внутри одного определенного тела породы (146). Теории дифференциаций (148). Дифференциация несмешивающихся жидкостей (150). Кристаллизационная дифференциация (151). Гравитационная дифференциация (153). Фильтрационная дифференциация (156). Роль летучих составных частей в дифференциации (157). Пегматиты и аплиты (159). Ассимиляция и гибридные породы (161). Происхождение щелочных пород (164).

Часть II.

ВТОРИЧНЫЕ ПОРОДЫ.

Глава IX. Выветривание и перенос 168

Общие положения (168). Разрушение горных пород (168). Химическое разложение горных пород (169). Физическое разрушение горных пород (дезинтеграция) (172). Перенос (174). Отложение (175). Классификация вторичных пород (176).

	Стр.
Глава X. Остаточные отложения	177
Общий характер остаточных отложений (177). Красная глина.	
Глина с кремнями (178). Латерит и боксит (178). Почвы (180).	
Глава XI. Осадочные породы. Особенности минералогического состава, структуры и текстуры	182
Минералогический состав (183). Размер зерна (184). Тяжелые минералы в песках и песчаниках (187). Форма и окатанность зерен (189). Связность (191). Стратификация (слоистость) (191). Второстепенные структуры и следы на плоскостях наслоения (195). Трещины в иловатых осадках или трещины усыхания (196).	
Глава XII. Осадочные породы	197
Классификация (197). Грубообломочные породы. Брекчии и конгломераты (198). Песчаные породы. Пески и песчаники (202). Мелкозем и мелкоземистые песчаники и сланцы (204). Глинистые породы. Глины и глинистые сланцы (206) . . .	
Глава XIII. Отложения химического происхождения	210
Общий характер химических отложений (210). Конкреции (211). Секреции (212). Коллоиды (213). Кремнистые отложения (216). Карбонатные отложения (219). Железистые отложения (222). Соли (223).	
Глава XIV. Отложения органического происхождения	226
Общий характер органических отложений (226). Органические породы известкового состава: известняки (227). Фосфатовые отложения органического происхождения (231). Железистые отложения органического происхождения (233). Кремнистые отложения органического происхождения (234). Углеродистые отложения: торф и уголь (235).	

Часть III.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ.

Глава XV. Метаморфизм	242
Общий характер метаморфизма. (242) Факторы метаморфизма (243). Типы метаморфизма (244). Глубинные зоны и метаморфизм (247). Фации и степени метаморфизма (248).	
Глава XVI. Метаморфические минералы, процессы и структуры	250
Влияние первоначального состава (250). Влияние тепла и равносостороннего давления (253). Влияние ориентированного давления (256). Текстуры и структуры метаморфических пород (257). Формы метаморфических минералов (257). Рост и взаимные отношения минералов в метаморфических породах (259). Текстуры метаморфических пород (261). Классификация и номенклатура метаморфических пород (264).	
Глава XVII. Катакlastический метаморфизм и его продукты	270
Общая характеристика катакlastического метаморфизма (270). Сланцы и сланцеватость (271). Брекчии трения и катакlastиты (273). «Волокнистые» породы, милонит (274).	

	Стр.
Глава XVIII. Термальный метаморфизм и его продукты	277
Общая характеристика термального метаморфизма (277). Термальный метаморфизм глинистых пород (278). Контактный метаморфизм глинистых пород (281). Пирометаморфизм глинистых пород (283). Термальный метаморфизм известняков (284). Термальный метаморфизм песчаных пород (288). Термальный метаморфизм основных лав и туфов (289). Оптический метаморфизм (289).	
Глава XIX. Динамотермальный метаморфизм и его продукты . .	290
Общая характеристика динамотермального метаморфизма (290). Динамотермальный метаморфизм глинистых пород (292). Динамотермальный метаморфизм кварцево-полевошпатовых пород (294). Динамотермальный метаморфизм основных изверженных пород и туфов (296).	
Глава XX. Плутонический метаморфизм и его породы	299
Общая характеристика плутонического метаморфизма (299). Гранулит, лептинит, лептит (300). Пироксеновый гнейс, пироксеновый гранулит, чарнокитовый ряд (302). Эклогит и гранатовый амфиболит (304).	
Глава XXI. Метасоматизм и процессы привноса при метаморфизме	306
Метасоматизм (306). Метасоматические процессы (307). Пневматолитический метаморфизм (309). Инъекционный метаморфизм и автометаморфизм (311). Послойно инъецированный гнейс, сложный гнейс; анатексис и палингенезис (315).	
Предметный указатель	320

ВВЕДЕНИЕ.

Наука петрология. Петрология является наукой о горных породах, изучающей более или менее определенные единицы, из которых построена земля. По природе вещей изучение ограничено материалами доступной земной коры, хотя в метеоритах мы имеем примеры пород, могущих быть сходными или близкими тем породам, которые составляют внутренность земли. Эта наука имеет дело с типами залегания и происхождения пород и с их отношениями к геологическим процессам и истории. Таким образом петрология является основной частью геологической науки, имея дело с материалами, расшифровать историю которых является задачей геологии.

Горные породы могут быть изучаемы двояко: как элементы земной коры, и поэтому, как документы истории земли, или в качестве образцов с присущими им свойствами. Изучение горных пород в виде образцов следует собственно отнести к *петрографии*. *Петрология*, однако, есть более широкий термин, который обнимает философскую сторону изучения горных пород и включает и петрографию и *петрогенезис*, учение о происхождении горных пород. Петрография обнимает чисто описательную часть науки с химической, минералогической и структурной точек зрения. Поскольку мы хотим получить точное знание единиц, с которыми мы имеем дело, то прежде чем вести изучение в более широком смысле отношений горных пород к геологическим процессам и их происхождения, петрография является необходимой предварительной ступенью к петрологии, и она должна по возможности основываться на количественных методах подобно тому, как это имеет место в физических и химических науках.

Термин *литология* является почти синонимом петрологии, но теперь редко употребляется. Этимологически это значит — наука о камнях; согласно этому смыслу, справедливо употребляют этот термин для обозначения учения о камнях в инженерном деле, архитектуре и в других отраслях прикладной геологии. Равным образом было бы подходящим и правильным

говорить о литологии конгломератов и брекчий, имея дело с камнями, находящимися в этих породах.

Широко говоря, петрология является приложением принципов физической химии к изучению естественных веществ на земле и поэтому может рассматриваться как естественно-историческая ветвь физической химии. Рассматривая ее так, снова видим, что петрология есть подразделение геологии.

Слишком узкое петрографическое изучение иногда приводит к затемнению этого отношения и заслоняет то, что петрология тесно связана со множеством интересных геологических проблем.

Зоны земли. Рассматривая землю как нечто целое, видим, что она состоит из ядра, образованного из неизвестного материала и окруженного некоторым количеством тонких оболочек. Недоступная тяжелая внутренняя часть называется *барисферой*; снаружи она покрывается *литосферой*, тонкой оболочкой пород земной коры; потом следует более или менее непрерывная водная оболочка *гидросфера*, и наконец идет самая верхняя оболочка газа и пара — *атмосфера*. В зависимости от специальных целей различались и назывались и другие зоны. Зона магматической деятельности (*igneous activity*) и образования лав, расположенная между литосферой и барисферой, называется *пиросферой*; с другой стороны Вальтер отличал оболочку, в которой развита органическая жизнь, занимающая наиболее внешнюю зону, обозначая ее как *биосферу*. Зона, лежащая в основании литосферы, которая может испытывать лишь в небольшой степени или совсем не испытывать одностороннего давления (*stress*), была названа Бареллем — *астеносферой* (сфера слабости), а зона, в которой зарождаются движения земной коры, получила у некоторых геологов наименование *тектоносферы*.

Барисфера. Несмотря на то, что внутренность земли является, конечно, недоступной прямому наблюдению, косвенно установлены многие факты относительно ее структуры и состава. Например, там должна существовать высокая температура. Наблюдения над источниками, в рудниках и буровых скважинах показывают, что с глубиной температура увеличивается и ее повышение различно в разных частях земли, будучи в среднем 1°C на каждые 31,7 м глубины или грубо говоря 31°C на 1 км в Европе. В Северной Америке геотермический градиент гораздо меньше, только 1°C на 41,8 м глубины или 24°C на 1 км. Если такой же градиент продолжается неопределенно и вглубь, то во внутренней части земли должна присутствовать и крайне высокая температура, но, вероятно, степень возрастания падает с глубиной ¹. Точно так же очень большие

¹ R. Daly. Amer. Journ. Sci., (5), vol. V, 1923, p. 352.

давления должны встречаться даже на умеренных глубинах внутри земной коры.

Барисфера должна также состоять из тяжелых веществ. Плотность земли, взятая в целом, равняется 5,6, но средняя плотность известных нам пород литосферы равна только 2,7. Отсюда средняя плотность барисферы должна быть несколько больше, чем 5,6.

Некоторые наблюдения показывают, что барисфера должна быть жесткой, и жесткость ее больше, чем у самой наилучшей инструментальной стали. В ранний период геологии думали, что тонкая твердая кора покоится или плавает на расплавленной внутренности; но когда обратили внимание на геофизическую сторону, то скоро выяснилось, что при этих условиях тонкая земная оболочка должна испытать большие искривления вследствие притяжения луны и, кроме того, вследствие внутреннего трения, вращение не могло бы долго поддерживаться.

Веское подтверждение в пользу твердости барисферы дается изучением сейсмических колебаний. Например, сильный толчок, произведенный в Новой Зеландии, и вызванные колебания, проходящие более или менее по прямому направлению через барисферу, улавливается сейсмометрами в Британии через 21 минуту. Эта скорость распространения волны может иметь место только при высокой твердости большей части внутренности земли.

Состав земных оболочек. Земной шар называли ядром из никкелевой стали, покрытым шлаковой корой¹. Вероятно, все большие и малые планеты солнечной системы имеют в основном тот же самый состав; поэтому в связи с нашей темой нас особенно должны интересовать блуждающие осколки планетного материала, известные под названием *метеоритов*, или падающие звезды, которые земля притягивает к себе, как только они вовлекаются в ее орбиту. Метеориты падают на поверхность земли в большом количестве и разнообразны по величине, от мельчайшей пыли до огромных кусков, весящих по несколько тонн.

Метеориты делятся на три главных группы, которые постепенно переходят одна в другую:

1. *Сидериты* — железные метеориты, состоящие почти целиком из железа, сплавленного с никкелем.
2. *Сидеролиты* — смесь никкелистого железа и тяжелых основных силикатов, как оливин и пироксен.
3. *Аэролиты* — каменные метеориты, состоящие почти целиком из тяжелых основных силикатов, оливина и пироксенов. Они

¹ J. W. Gregory. Report Brit. Assoc. Leicester, 1907, p. 494.

имеют сходство с некоторыми более редкими и наиболее основными типами земных изверженных пород. В метеоритах имеются небольшие количества серы, фосфора, углерода и других элементов, которые, однако, сейчас можно не рассматривать.

Проф. И. В. Грегори¹ отмечает, что, если рассмотреть все известные метеориты, то в них железная группа далеко превосходит каменную группу. Каменные метеориты падают в больших количествах, но сидериты встречаются в таких больших массах, что их общий объем много больше, чем агрегаты маленьких аэролитов. Таким образом соотношение масс раз-

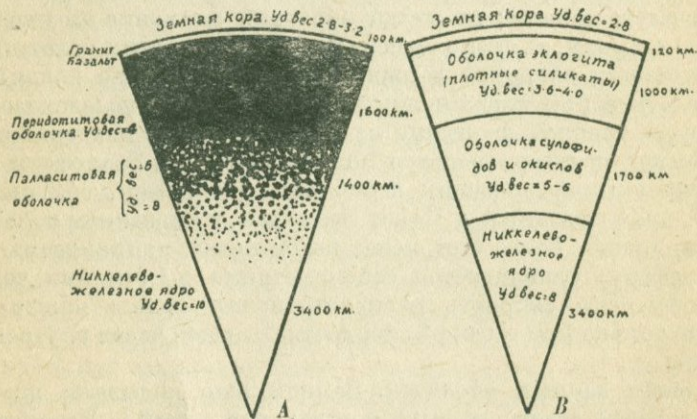


Рис. 1. Разрез земного шара.

А. По Вильямсону и Адамсу. В. По Гольдшмиду (стр. 13).

личных типов метеоритов подтверждает вышеизложенный взгляд на состав земли.

На основании геофизических данных о распределении плотности, сейсмических колебаниях и пр., Вильямсон и Адамс² пришли к представлению о составе земли, изображенном на рис. 1А. На рис. 1 видно, что земля состоит из четырех слоев: 1) тонкая поверхностная кора легких силикатов и кремнекислоты; 2) зона тяжелых силикатов (периодитов), плотность которых 3,3 в их наиболее верхних слоях и 4,35 в их самой нижней части на глубине 1600 км; 3) увеличение примеси никкель-железа ведет к зоне, содержащей материал, подобный сидеролитам (палласит)³, который от быстро поднимающегося коли-

¹ Op. cit.

² Proc. Washington Acad. Sci., vol. XIII, 1923, pp. 413 — 428.

³ Палласит — сидеролиты, содержащие оливиновые кристаллы заключенного в сетке никкелистого железа.

чества никкель-железа переходит в 4) чисто металлическую внутреннюю часть. Действительный состав метеоритов, данный выше, подтверждает эту гипотезу. Согласно этому взгляду землю надо представлять себе как результат гигантского металлургического процесса, аналогичного железной плавке, с более или менее полным отделением металла и силикатного шлака.

Проф. В. М. Гольдшмидт¹ высказал взгляд относительно строения земли, который отличается главным образом от выше изложенного прибавлением зон металлических сульфидов и окислов (рис. 1B) между никкелево-железным ядром и оболочкой тяжелых плотных силикатов. В последнем случае проводится аналогия с медной плавкой, заключающейся в отделении металла, сульфидного материала и шлака.

Химический состав земной коры. Внешняя кора земли продолжается на глубину до 16 км или около этого и состоит из изверженных и метаморфических пород, с тонким прерывистым покровом пород осадочных, покоящихся на первых. Согласно Кларку и Вашингтону², литосфера имеет мощность в 16 км и составлена на 95% изверженными породами, 4% глинистых сланцев, 0,75% песчаников и 0,25% известняков. Метаморфические породы, которые происходят путем изменения изверженных и осадочных пород под влиянием температуры и давления, рассматриваются вместе с их исходными типами и не принимаются во внимание при дальнейших пересчетах. Средний химический состав каждого класса пород был получен путем вычисления из большого числа имеющихся анализов, и если их соединить в вышеприведенной пропорции, то получились бы следующие цифры (столбец 1), представляющие состав литосферы на глубину в 16 км. Столбец 2 показывает состав в (0/0), представленный в виде окислов.

ТАБЛИЦА I.

Кислород	46,71	SiO ₂	59,07
Кремний	27,69	Al ₂ O ₃	15,22
Алюминий	8,07	Fe ₂ O ₃	3,10
Железо	5,05	FeO	3,71
Кальций	3,65	MgO	3,45
Натрий	2,75	CaO	5,10
Калий	2,58	Na ₂ O	3,71
Магний	2,08	K ₂ O	3,11
Титан	0,62	H ₂ O	1,30

¹ Vidensk. Selsk. Skr., Kristiania, 1922, № 11.

² Clarke and Washington. Prof. Paper 127, U. S. Geol. Surv., 1924, p. 32.

Водород	0,14
Фосфор	0,13
Углерод	0,094
Марганец	0,09
Сера	0,052
Барий	0,050
Остальные элементы .	0,244

CO ₂	0,35
TiO ₂	1,03
P ₂ O ₅	0,30
MnO	0,11
Остаток ¹	0,44

Если предположить, что земная кора на глубину в 16 км составлена целиком изверженными породами, то результаты вычислений будут отличаться от вышеприведенных только во втором десятичном знаке.

Таким образом видно, что из них пятнадцать элементов составляют 99,75% земной коры и что большинство элементов, которые так важны в жизни человечества, находятся в остатке, присутствуя в коре в количествах порядка 0,01%.

Имелись указания, что метод Кларка — Вашингтона значительно переоценивает кислотность (количество кремнекислоты) коры, так как не приняты во внимание относительные количества различных типов изверженных пород и вычисленный состав не является средним. Породы кислого состава приурочены главным образом к континентам и, вероятно, подстилаются на мелких глубинах основными породами (базальт и пр.). Дно океанов, вероятно, также состоит из базальта. Отсюда, может быть, средний состав пород земной коры следует рассматривать как значительно более основной, чем это принято методом Кларка — Вашингтона ².

Горные породы и их состав. Горные породы были уже определены как более или менее самостоятельные единицы, составляющие земную кору, но в повседневном широком употреблении термин *горная порода* обозначает некоторый крепкий твердый материал земного происхождения. В геологии, однако, этот термин часто употребляется без отношения к твердости или связности материала; песок, глина или торф являются в научном смысле такими же породами, как гранит и известняк.

При ближайшем рассмотрении горные породы оказываются состоящими главным образом из частей более простого химического состава, которые называются *минералами* или, точнее, минеральными видами.

Отсюда мы приходим к другому определению пород, как агрегатов минеральных частиц. Важно различать двойное употребление термина минерал. Этот термин употребляется совершенно законно не знающим человеком, рудокопом, развед-

¹ Остаток содержит ZrO₂ — 0,04; Cl — 0,05; F — 0,03; S — 0,06; (Ce, Y)₂O₃ — 0,02; Cr₂O₃ — 0,05; V₂O₃ — 0,05; NiO — 0,03; BaO — 0,05; SrO — 0,02; Li₂O — 0,01; Cu — 0,01; C — 0,04.

² T. C. C. o k. Nature, 19 Aug. 1922, pp. 253 — 255

чиком, каменоломщиком, юристом, земледельцем и ученым минералогом для обозначения таких материалов, как уголь, сланец, глина и пр., полученных из земной коры, но которые в строго петрологическом смысле являются породами. То же самое можно сказать о минеральной воде и нефти. Естественные стекла и другие аморфные материалы, которые встречаются как породы, так и в самих породах можно также рассматривать как минералы. •

Материалы, из которых породы главным образом составлены, представляют минералы или *минеральные виды*, т. е. естественные неорганические вещества с определенным химическим составом или определенными пределами химического состава и с правильной внутренней молекулярной структурой, которая проявляется при благоприятных условиях в виде принимаемой минералом правильной кристаллической формы и в определенных оптических и других свойствах, поддающихся измерению.

Породообразующие минералы. Таблица на стр. 13, столбец 2, показывает, что главные химические элементы, присутствующие в коре земли, соединены с кислородом, который является наиболее распространенным элементом и образует окислы; поэтому химические анализы пород наиболее удобно давать в виде ряда окислов. Эти элементы, однако, соединяются в различные комбинации, составляя породообразующие минералы, в которых окислы, как таковые, играют второстепенное значение. Наиболее распространенными соединениями являются силикаты, которые образуют породообразующие минералы; вслед за ними идут окислы, потом карбонаты, фосфаты, сульфаты и пр. в сильно уменьшающемся значении. Среди элементов, поименованных на стр. 13, только железо (в базальте Диско, Гренландия), углерод (как алмаз и графит) и сера (вулканическая деятельность, разложение сульфатов и сульфидов) встречаются в естественном состоянии.

Земная кора, вероятно, составлена на 99,9%, приблизительно двадцатью минералами из всех тех, которые были описаны. Они являются *по преимуществу* породообразующими минералами. К ним относятся, во-первых, силикаты; *полевые шпаты* являются наиболее распространенной и наиболее важной группой не только силикатов, но и вообще породообразующих минералов. Главными членами являются *ортоклаз* и *микроклин*, оба силикаты калия и алюминия, и различные *плаггиоклазы*, которые являются смесями в различных пропорциях двух крайних членов, *альбита* (силикат натрия и алюминия) и *анортита* (силикат кальция и алюминия). К полевым шпатам присоединяют *фельдшпатоподобные минералы*, содержащие меньше кремнекислоты по отношению к присутствующим основаниям.

Из этих минералов наиболее важными являются *нефелин*, силикат натрия и алюминия (соответствуя альбиту среди полевых шпатов), и *лейцит*, силикат калия и алюминия (соответствуя ортоклазу среди полевых шпатов). Минерал *анальцит*, силикат натрия и алюминия с конституционной водой, принадлежащий к группе *цеолитов*, тем не менее, может занимать место, как породообразующий минерал вместе с фельдшпатоидами.

Группа *слюды* образует переходное звено между вышеупомянутыми щелочно-алюминиевыми силикатами и более тяжелыми и темными железисто-магнезиальными силикатами, которые будут описаны позднее. Из слюд собственно двумя главными членами являются белая слюда — *мусковит*, силикат калия и алюминия с гидроксидом, и темная слюда — *биотит*, силикат калия, алюминия, магния и железа вместе с гидроксидом.

Хлорит является зеленым водным силикатом магния и железа со слюдяными признаками, который получается обычно как продукт изменения биотита и других железисто-магнезиальных минералов.

Среди собственно железисто-магнезиальных минералов имеются три главных группы: пироксены, амфиболы и оливины. *Пироксены* представляют собой метасиликаты кальция, магния и железа, из которых двумя главными членами являются *ортопироксены* (*энстатит* и *гиперстен*), простые метасиликаты магния и железа, и *авгит*, моноклинный пироксен, представляющий собой сложный метасиликат кальция, магния, железа и алюминия. *Амфиболы* образуют группу, параллельную пироксенам, но обладают другими кристаллическими формами. Главным членом является *роговая обманка*, минерал, имеющий состав, подобный составу авгита, но обыкновенно более богатый кальцием. *Оливины* являются простыми силикатами магния и железа и стоят в том же отношении к пироксенам и амфиболам, в каком находятся фельдшпатоиды к полевым шпатам. *Серпентин* есть водный продукт изменения оливина и других железо-магнезиальных минералов.

Большое число других силикатов встречается в виде породообразующих минералов; из них необходимо только упомянуть *гранаты* — изоморфный ряд переменного состава, главным образом силикаты железа, магния, кальция и алюминия; *эпидот*, силикат кальция, железа и алюминия, часто встречающийся, как продукт изменения богатых известью силикатовых минералов; *андалузит*, *кианит* и *силлиманит* — все простые силикаты алюминия; *кордиерит* — силикат магния, железа и алюминия, и *ставролит* — силикат железа и алюминия.

Последние пять минералов являются характерными для метаморфической группы пород.

Среди окисных минералов только четыре следует упомянуть, как играющие значительную роль в породообразовании. *Кварц* — двуокись кремния, повидимому, является наиболее распространенным минералом после полевых шпатов. Нечистый коллоидальный кремнезем, особенно темные разновидности которого известны как *кремь*, образует большие массы пород. Далее следуют окиси железа: *магнетит* (Fe_3O_4), очень широко распространенный минерал в породах, но в небольших количествах; *гематит* (Fe_2O_3) и *лимонит* ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) дают часто встречающиеся красные, коричневые, желтые окрашивающие вещества пород. *Ильменит*, окись железа и титана (FeTi) $_2\text{O}_3$, является, может быть, еще более широко распространенным минералом в породах, чем магнетит.

Из карбонатных минералов *кальцит*, карбонат кальция, и *доломит*, карбонат кальция и магния, встречаются наиболее часто и являются главными минералами важной группы известняковых пород. Представителем фосфатов является минерал *апатит*, фосфат кальция, присоединяющий некоторое количество фтора или хлора; он всюду распространен в небольших количествах; а из сульфидов *пирит*, двусернистое железо, представляет собой широко распространенный породообразующий минерал. Два сульфата, *гипс*, сульфат кальция с конституционной водой, и *барит*, сульфат кальция, иногда образуют массы пород; из хлоридов встречается поваренная соль или *галит*, хлористый натрий.

Для получения сведений относительно кристаллографических, оптических и других свойств породообразующих минералов читатель должен обратиться к одному из многочисленных учебников по этому предмету.

Классификация пород. Какую бы теорию о происхождении земли ни принимать, определенным фактом является во всяком случае то, что все части первоначальной поверхности земли прошли через расплавленное состояние и что первое твердое вещество получилось из расплава или *магмы*. Эта первоначальная кора еще нигде не вскрыта на современной поверхности, но все последовательно образовавшиеся породы сначала были получены или из этой, или из позднейших излияний расплавленного материала. Породы, образующиеся путем затвердевания расплавленной магмы, являются *первичными* или *изверженными*.

После затвердевания первоначальной коры и образования гидросферы и атмосферы, и вода, и воздух, обладавшие, вероятно, много большей химической активностью, чем теперь,

начали действовать на первичные породы. В результате разрушительных действий происходило образование рыхлых обломков, а химическое воздействие давало и обломки, и материал, перешедший в раствор. Отдельные обломки сносились водой и ветром и окончательно собирались во впадинах земной коры, где также могли находиться вода и растворенное вещество. Собранные куски цементируются в твердую породу веществом, отложенным из воды или воздуха, и таким образом может произойти нарастание твердой коры. При соответствующих условиях растворенный материал может выпасть из раствора или непосредственно, или с помощью организмов; последнее, конечно, происходило в более поздние геологические времена. Породы, таким образом полученные, делались в конце концов твердыми и участвовали в построении земной коры. Эти процессы происходили в течение всего геологического времени, более новые приращения земной коры подвергались такому же воздействию, как и раньше образовавшиеся части. Поэтому может быть некоторые из материалов магмы прошли через ряд последовательных циклов изменения.

Породы, образованные таким путем, называются *вторичными*, потому что состоят из переработанного раньше или готового материала. Они могут быть подразделены на *осадочные*, *химические* или *органические* соответственно процессу, вследствие которого они получили наиболее отличительные черты.

Наконец, первичные и вторичные породы могли подвергнуться орогеническим движениям, которые переместили их в глубокие части земной коры, где они претерпевали действие высокой температуры и давления. Благодаря этим агентам породы частично или целиком изменялись, их первоначальные черты, частично или нацело стираются и приобретают новый облик. Породы, таким путем более или менее полностью выведенные из их первоначальных условий, известны как *метаморфические* породы.

Таким образом, мы приходим к давно существующей классификации пород с тремя отделами, согласно их типам происхождения, а именно делим их на первичные (изверженные), вторичные (осадочные) и метаморфические. Первичные породы отличаются присутствием кристаллических минералов, тесно соприкасающихся один с другим и затвердевших в мелкокристаллическую основную массу или в стекло. Они обладают теми признаками, которые имеют современные лавы. Они обычно массивны, неслоисты, не содержат ископаемых организмов и часто занимают жилы и трещины, прорезывающие другие породы; последние ими были, очевидно, нагреты, обожжены и изменены.

Вторичные породы составлены из кластического и осажденного материалов или из веществ органического характера и происхождения. Материалы часто рыхлы и не тверды или превращены давлением или цементирующим веществом в твердую породу. Кроме того, они часто отличаются присутствием слоистости или наслоения органических остатков ископаемых организмов и других признаков, указывающих на отложение из воды или воздуха, в море или на суше.

Метаморфические породы обладают признаками, которые в некоторых отношениях являются промежуточными между признаками первичных и вторичных пород. Высокая температура и давление вызывают перекристаллизацию; поэтому подобно первичным породам они состоят из прилегающих один к другому кристаллов. Кроме того, давление вызывает развитие более или менее правильных слоев, листоватости или полосчатости. Этими чертами метаморфические породы походят на породы вторичного происхождения. Так как метаморфические породы образуются из прежде существовавших изверженных или осадочных пород, они часто содержат следы их первоначальной структуры.

Т. Крук (Crook)¹ недавно выработал генетическую классификацию, в которой породы подразделяются согласно геологической группировке их образования. Он делит породы на два больших класса: 1) *Эндогенные*, образованные процессами внутреннего происхождения, которые действуют на большой глубине или изнутри по направлению кверху (по отношению к земной коре). Высокотемпературные действия преобладают; вода, связанная с процессами, является частично магматического происхождения. 2) *Экзогенные*, образованные процессами поверхностного происхождения, действующими на поверхности или сверху по направлению вниз. Эти породы формировались при обыкновенной температуре и связанная с ними вода имеет атмосферное происхождение. Класс эндогенных пород включает в себе изверженные породы (вместе с некоторыми пневматолитическими и гидротермальными типами) и метаморфические породы, а к экзогенным причисляются породы, обычно подразделяемые, как осадочные. Ниже дается упрощенная форма классификации:

1. Эндогенные породы:

- 1) Изверженные породы.
- 2) Продукты, связанные с выделениями изверженных пород (обязанные пневматолиту, метасоматизму и пр.).

¹ Min. Mag., vol. XVII, 1914, pp. 55 — 86; также см. A. Holmes. Petrographic Methods and Calculations, 1921, pp. 9 — 11.

3) Термодинамически-измененные породы (метаморфические породы).

II. *Экзогенные породы:*

- 1) Остатки от выветривания.
- 2) Обломочные осадочные породы.
- 3) Отложения из растворов.
- 4) Органические накопления.

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

Глава II.

ФОРМА И СЛОЖЕНИЕ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД.

Введение. Изверженные породы образовались путем затвердевания из расплавленного состояния. Наиболее очевидным и убедительным примером являются лавы, которые изливаются из действующих вулканов. При сравнении их облика с характером некоторых изверженных пород, залегающих в толще геологического разреза, можно видеть, что последние представляют лавы древних вулканов, остатки которых иногда удается также распознать.

Лавы являются *экструзивными* формами расплавленной магмы, которая излилась на поверхность земли. Но для каждого поверхностного извержения должно было иметься в наличии значительно большее количество подземной активности. Таким образом, имеются *интрузивные* или *инъекцированные* формы изверженных пород, которые вскрываются вследствие последовательной денудации или орогенических движений.

Поэтому существует ясное различие между экструзивными и интрузивными изверженными породами. Экструзивные породы излились на поверхность; интрузивные породы вторглись в земную кору. В большинстве случаев это легко отличить в поле. Экструзивные породы, которые достигли поверхности, потеряли большую часть заключенных в них газов, улетучивание которых дало шлаковую, пепловую поверхность, пузыристость и другие характерные структуры, особенно в более верхних частях потоков. На их быстрое охлаждение указывают мелкозернистость и обычное присутствие стекла. Преобладают также флюидалные структуры. С другой стороны, интрузивные породы редко обладают пузыристостью или содержат стекловатый материал, и они обыкновенно более грубозернисты, чем лавы. Кроме того, они изменяют прилегающие породы со всех сторон, тогда как в лавах замечается только легкое отверждение или обжиг пород, соприкасающихся с нижней стороной потоков.

Настоящая глава касается формы и строения изверженных

пород, которые сильно зависят от типа экструзии или интрузии.

Формы изверженных пород. Лавовые потоки. Лавы выходят на поверхность или через отдельные конусы, подобно Везувию или Этне, или через трещины, как, например, некоторые излияния в Исландии. Они обыкновенно образуют плоские тела, занимающие большие площади по сравнению с их мощ-



Рис. 2. Извержение вязкой лавы. Пюи. Большой Саркуи, Овернь. По Скропу. Центральная куполообразная масса нагромодилась вокруг выхода и окружена пепловыми конусами.

ностью и вытянуты главным образом в направлении течения.

Форма лавового потока зависит большей частью от степени текучести магмы, которая, в свою очередь, зависит от ее состава и температуры извержения. Таким образом, основные лавы, такие как базальты, являются сильно подвиж-

ными и распространяются на большие расстояния, тогда как кислые магмы, такие как риолиты и трахиты, медленно текут и нагромождаются часто в луковичеобразные массы с крутыми склонами, располагаясь вокруг кратера извержения, как это видим в некоторых вулканах (puys) Оверни (рис. 2). Описывались базальтовые лавы, залегающие в виде рек, вышед-

ших из своих берегов и образующие лавопавы (Гавайи). Одним из громаднейших лавовых потоков является поток из трещины Лаки в Исландии во время извержения в 1783 г., имеющий длину в 90 км с площадью в 570 кв. км и объемом в 12,5

куб. км (рис. 3). О некоторых особенных сложениях лав будет говорить позже (см. стр. 40).

Пирокластические отложения. Перемежающиеся взрывы, которые бывают при вулканических извержениях, дают изверженный материал обломочного типа. Кора, которая образуется сверху лавового покрова в период спокойствия, может быть разбита на куски при возобновившейся вулканической деятельности, и обломки могут распределиться в кратере или около



Рис. 3. Трещинное излияние. Вид с птичьего полета на базальтовую лаву, 1783 г., Лаки, Исландия. Трещина отмечается линией небольших конусов. О размерах потока смотри в тексте. По Knebel-Reck. Island, 1912, pl. XII.

него в виде *агломератной массы*. *Лапилли* являются небольшими шлаковыми обломками, величина которых колеблется от грецкого ореха и до горошины, они отбрасываются на еще большее расстояние, чем большие обломки, образующие аггломерат. Наиболее мелкими являются пылеобразные частицы, которые появляются при внезапном взрыве в жидкой лаве. Образуется *вулканическая пыль* или *песок*, которые могут отложиться около вулкана или в окружающей местности и могут затвердеть, образуя пласты *вулканического туфа*. Все эти изверженные продукты могут быть перемешаны с посторонними обломками, оторванными от стенок вулканического жерла, или с песком или грязью, отложившихся вместе с вулканическим материалом.

Таким путем образуются слои более или менее чистых вулканических обломков, характерной особенностью которых, особенно туфов, является то, что они находятся чаще среди осадочных пород, чем среди изверженных.

Интрузии и их отношение к геологическим структурам. Интрузиями называются массы расплавленной породы, которые вторглись между слоями земной коры. Формы, которые они принимают, зависят в первую очередь от геологической структуры, а менее важную роль играет их отношение к таким структурным особенностям, как плоскости слоистости пород, в которые они внедряются. В связи с этим можно различать два главных типа геологической структуры: один, в котором пласты остаются более или менее горизонтальными на больших площадях, и который существенно не был задет складчатыми процессами; в них присутствуют обычно почти вертикальные разрывы, обязанные натяжению; другой включает в себе горные зоны, характеризующиеся интенсивной складчатостью, с нарушением и разрывами вдоль слабо наклонных плоскостей (плоскости скольжения). Формы интрузий в этих двух резко противоположных структурных типах значительно различаются.

Другим фактором, от которого зависят формы интрузивных тел, является их отношение к главным структурным плоскостям пород, в которые они вторглись. Если расплавленный материал направляется плоскостями слоистости интрузированных пород, то в результате изверженное тело будет *согласным*.

С другой стороны, магма может пересекать плоскости слоистости и тогда образуется *трансгрессивная* или *несогласная* масса. Различие между согласным и несогласным залеганием очень хорошо наблюдается, когда интрузии проникли в более или менее горизонтальные слои. В этом случае согласные интрузии будут приблизительно горизонтальными, а не-

согласные почти вертикальными. Если слои имели большие углы наклона перед интрузией расплавленного материала, то вышеприведенный критерий, очевидно, делается трудно применимым, потому что термины «согласный» и «несогласный» относятся к положению интрузивного тела в отношении структурных плоскостей пород, в которые произошло вторжение. Действительное различие, может быть, существует между интрузиями, которые подняли лежащую над ними покрывку пород, а приложенная сила действовала приблизительно в вертикальном направлении, и теми, которые раздвинули породу в стороны, следовательно, сила была приложена в приблизительно горизонтальном направлении, или которые занимают трещины, уже открытые или готовые открыться, благодаря натяжению в коре. Различие между согласным или несогласным залеганием, однако, редко встречает трудности при приложении этого термина в полевой работе.

Возможно, что согласные интрузии отклоняются в течение времени от их типичного положения и пересекают трансгрессивно структурные плоскости, сохраняя согласие на более верхнем или нижнем уровне. Подобным же образом и несогласные интрузии могут частично уклоняться от их направления, следуя вдоль главной структурной плоскости. Интрузивные тела можно классифицировать следующим образом.

	Интрузии в районах отсутствия складчатости, легкой складчатости или наклонных слоев	Интрузии в районах сильной складчатости и смятых пород
	Интрузивная залежь Лакколит Лополит	Факолит Согласный батолит
Согласные		
Несогласные	Дайка	Несогласный батолит
	Интрузивные конические слои (cone-sheets) Вулканический нект Кольцевая дайка	(штоки, боссы) (bosses) «Хополит»

ФОРМЫ В НЕСКЛАДЧАТЫХ РАЙОНАХ.

Интрузивные залежи (Sills). Интрузивные залежи являются относительно тонкими плоскими слоями магмы, которая проникла вдоль приблизительно горизонтальных плоскостей сло-

стости (рис. 4). Они обладают на значительных пространствах почти параллельными верхней и нижней границами; но так как они делаются более тонкими с расстоянием, то форма их в сущности чечевицеобразная. Мощность может колебаться от метра до многих сотен метров. Расстояние, на которое распространяются интрузивные залежи, зависит от гидростатической силы, под действием которой они внедряются, от их температуры, степени жидкости и веса участков слоев, которые они принуждены поднимать, чтобы освободить себе помещение.

Так как основные магмы более жидки, чем кислые, то породами, образующими наиболее обширные интрузивные залежи, являются обыкновенные долериты и базальты. Одним из наилучших примеров интрузивных залежей в этой местности будут кварцево-долеритовые и тешенитовые интрузии северной Британии. Наибольшей из них является Великая Уинская (Great Whin) интрузивная залежь (кварцево-долеритовая), которая пересекает пять местностей северной Англии и занимает площадь по меньшей мере в 3800 км².

Источником питания кварцево - долеритовых залежей является серия громадных вытянутых в широтном направлении дайк, пересекающих вышеназванный район, которые поднялись вдоль ослабленных направлений по трещинам и по линиям сбросов. Так как связь между дайкой и интрузивной залежью иногда может быть прослежена, то тогда видно, как дайки секут залежь и достигают более высоких горизонтов в слоях, где другая интрузивная залежь может начинаться. Тем не менее интрузивная залежь может происходить из дайки, которая пересекает ее; от последней в один из горизонтов может отделиться залежь, распространение которой может быть задержано застыванием или тем, что энергия интрузивного импульса не является достаточной, чтобы продвинуть ее дальше. Затем, если гидростатическая сила еще оставалась, дайка может прорвать залежь в ее наиболее слабом пункте, а именно, близ выхода инъекции, где магма может еще оставаться жидкой и продолжать свое течение вдоль первоначальной линии разрыва или по трещине.

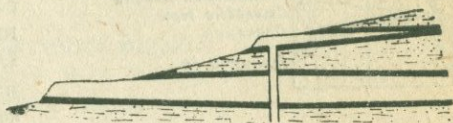
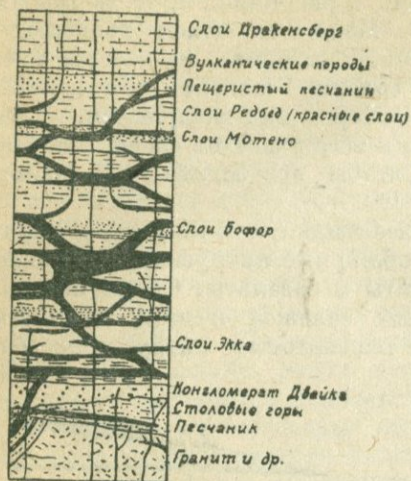


Рис. 4. Интрузивные залежи. Интрузивные залежи (не заштрихованные) были вторгнуты в серию песчаников (отмеченных точками и штрихами) и сланцев (черные). Обе интрузии питались из дайки (текст, стр. 17) и проникли вдоль плоскостей сланцев).

Интрузивные залежи являются существенными чертами во многих платообразных местностях. Одним из лучших примеров является район Кару в южной Африке, где, согласно А. Л. Дю Тойту,¹ долеритовые интрузии имеют главным образом характер залежей, проникая слои на площади в 570.000 км².



В южной Африке так же, как и в Шотландии, интрузивные залежи имеют склонность распространяться вдоль более слабых горизонтов в слоях и вдоль плоскостей, отделяющих глинистые сланцы от песчаников или вдоль угольных прослоек. Они редко внедряются или изменяют свою форму в более твердых породах, в которых имеется слишком мало плоскостей слоистости или последние даже отсутствуют. Интрузивные залежи обычно переходят из одного слоя в другой по коленчатым уступам или по другим трещинам, которые временно представляют более удобный путь, но эти несогласия всегда играют совершенно второстепенную роль по отношению к согласному в общем залеганию (рис. 5).

Рис. 5. Интрузивные залежи в Кару, южная Африка. Разрез, показывающий распределение залежей в образованиях Кару. По А. Л. Дю Тойту (du Toit) заметны трансгрессивные связывающие части и пластовые жилы, переходящие в дайки (текст, стр. 18).

нам, которые временно представляют более удобный путь, но эти несогласия всегда играют совершенно второстепенную роль по отношению к согласному в общем залеганию (рис. 5).

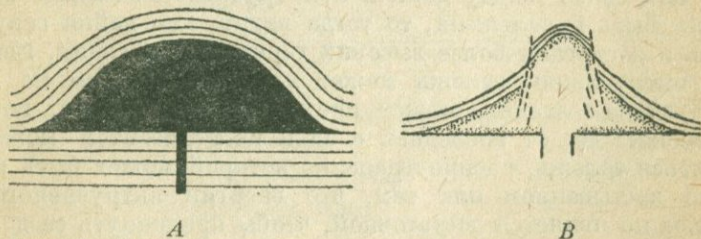


Рис. 6. Лакколиты. А — типичный лакколит, В — разорванный лакколит или бисмалит. По Пэйджу (Paige). Штрихованные части представляют магму в контактах (текст, стр. 27).

¹ Trans. Geol. Soc. S. Africa, XXIII, 1920, p. 2.

Лакколиты. Довольно вязкая магма, вторгшаяся в слоистые породы, не распространяется очень далеко, но имеет стремление нагромождаться около центров извержения. Так, образуется короваеобразная масса породы, которая имеет плоское основание и куполообразный верх; слои поднимаются над ними в форме опрокинутой чаши. Этот тип интрузии был впервые описан Г. К. Джилбертом под названием лакколитов (рис. 6А) ¹.

Лакколитовая форма образуется и другим путем, если магма поступает снизу в большем количестве, чем оно может быть размещено боковым распространением. Лакколиты в плане иногда кругообразны или чаще имеют эллиптическую форму, соответственно тому, идет ли подача магмы из цилиндрического отверстия или из продолговатой трещины. От краевых частей лакколита могут выдаваться интрузивные залежи, а дайки могут занять трещины натяжения в верхнем куполе растягиваемых слоев.

Действие прогрессивно увеличивающейся вязкости магмы во время вторжения лакколита и ее отвердевание, вызванное охлаждением в контактах, может являться причиной крутости боковых границ массы почти до вертикального положения, и если импульс извержения ничем не сдерживается, то произойдет разрыв ². Вышележащий цилиндр слоев приподнимается кверху и изверженная масса будет окружена общим дугообразным сбросом. Этот тип интрузии Иддингс назвал *бисмалитом* (рис. 6В) ³. Поэтому бисмалит является частично секущим или несогласным телом.

Кей говорит, что предварительная складчатость и изгибание сводом слоев в течение горообразовательных процессов необходимо должны предшествовать появлению лакколитов ⁴.

Лополиты. Название *лополит* (по греч. «лопас», чаша или плоское глиняное блюдо) было дано массивным интрузиям основных пород, которые в общем согласны, имеют линзообразную форму и в центре опущены подобно блюдцу или бассейну.

Мощность соответствует приблизительно $\frac{1}{10}$ до $\frac{1}{20}$ диаметра (рис. 7А). Типичным примером является габбровая масса Дьюлюс (Миннесота), которая имеет диаметр в 240 км, а максимальная мощность достигает 15.000 м. Покровы габбро обнимают площадь в 38.000 км² и их объем, как предполагают, должен быть порядка 200.000 км³.

Таким образом лополиты отличаются от лакколитов по их

¹ Geol. of the Henry Mts., 1877, p. 19.

² S. Paige Journ. Geol., 21, 1913, p. 541.

³ Journ. Geol. 6, 1898, p. 704.

⁴ Lull. Geol. Soc. Amer., 29, 1918, p. 75.

гораздо большей величине, форме и оседанию вниз их оснований. Предполагалось, что знаменитый «никкеленосный эруптив» Сёдбери (Онтарио), который имеет форму бассейна, является также лополитом. Габбро Инсизва в южной Африке представляет часть громадной блюдцеобразной массы, которая первоначально покрывала 1.800 км² и имела объем в 1200 км³ (рис. 7В)¹. Громадная изверженная масса Бушвелд в Трансваале была описана Граутом тоже как лополит; но Дэли и Молленграф показали, что это не однородная масса, а целая группа изверженных единиц, которые ожидают более полного изучения и пока должны бы быть названы «комплексом».²

Дайки. Интрузия магмы в более или менее вертикальные трещины, пересекающие плоскости слоистости или другие структурные плоскости породы, в которую произошло втор-

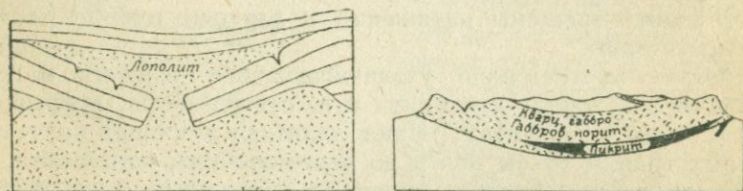


Рис. 7. Лополиты. А — теоретический разрез через лополит, по Грауту (текст, стр. 27); В — разрез части лополита Инсизва, по А. Л. дю-Тойту (текст, стр. 28). Длина разреза около 22 км.

Имеется дифференцированная интрузия.

жение, ведет в результате к образованию *дайк*. Таким образом *дайк* (по-шотландски *duke* — стена дерна или камня), как указывает название, является узкой, удлиненной, с параллельными сторонами, стеной изверженной породы.

Толщина может колебаться от нескольких сантиметров до сотен метров, но громадное большинство *дайк* имеет, вероятно, меньше нескольких метров. Подобным же образом длина *дайк* может колебаться от нескольких метров до многих километров. Некоторые из больших западно-восточных *дайк* кварцевого долерита, которые секут Майдлэндскую долину Шотландии, имеют длину порядка 50 или 65 км и достигают мощности до 30 м. С другой стороны, тысячи *дайк* в Арране и других центрах кайнозойской вулканической деятельности на западе Шотландии, имеют только несколько метров толщины и редко могут быть прослежены на расстояние больше, чем несколько сотен метров.

¹ A. L. du Toit. Trans. Geol. Soc. S. Africa, 23, 1920, p. 19.

² Journ. Geol., 32, 1924, p. 2.

Дайки обычно более устойчивы по отношению к эрозии, чем включающие их породы, и имеют стремление выступать, подобно стенам на поверхности (рис. 8а); иногда, однако, они выветриваются легче и тогда образуют впадину вроде траншей (рис. 8б). В некоторых случаях они обжигают и закалывают прилегающие стены так, что закаленные гребни возвышаются с каждой стороны дайки (рис. 8с).

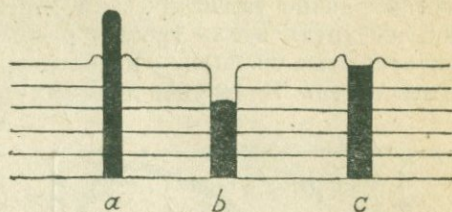


Рис. 8. Дайки. Объяснение их форм выветривания (текст, стр. 29).

Дайки довольно часто встречаются, как системы или пучки, которые параллельны одному направлению или расположены радиально, исходя из одного центра. Дайки, связанные с кайнозойской вулканической деятельностью на западе Шотландии, имеют характерное направление с северо-запада на юго-восток и расположены в

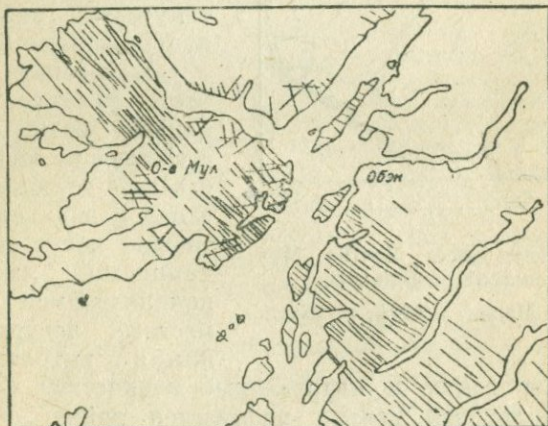


Рис. 9. Пачка даек, Мул
Каждая линия представляет группу из десяти до пятнадцати даек. Мулский пучек имеет кайнозойский возраст. (Из Mull Memoir, 1924, p. 357.)

определенные группы или *пучки*. На о. Мул пачка параллельных даек, пересекающая Мул и Аргиллширский материк с северо-запада на юго-восток, имеет ширину около 15 км¹.

¹ Mem. Geol. Surv. Scotland: Tertiary and Post-tertiary Geology of Mull, L. Aline, and Oban, 1924, p. 359; дальше цитируется как The Mull Memoir.

Примером радиальной пачки может явиться местность Чевинот, в которой дайки расположены радиально по отношению к центральному граниту, имеющему возраст древнего песчаника ¹.

Дайки являются признаками регионального натяжения в коре, в районе магматической деятельности. Они прокладывают себе путь вдоль трещин разрывов и очень редко встречают открытые трещины с необходимой шириной, чтобы просто их заполнить. Пользуясь линиями существующего натяжения,

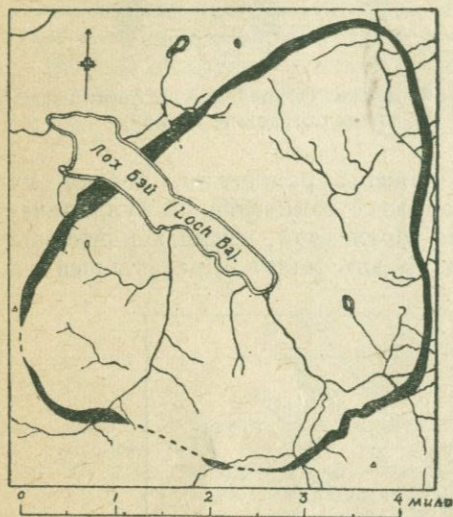


Рис. 10. Круглая дайка Лоч-Ба, Мул.
Дайка состоит из фельзита.

(Из Mull Memoir, 1924, p. 388.)

интрузия магмы, так сказать, разрешает существующую напряженность, и трещины заполняются с минимальной затратой энергии интрузии. Таким образом, внедрение даек может происходить с большой быстротой, что также зависит от их большой линейной вытянутости и узкой ширины. Так, вытянутость кайнозойских пучков запада Шотландии с северо-запада на юго-восток указывает на региональное натяжение, действующее на этой площади с северо-востока на юго-запад. Радиальные системы трещин могут также быть приписаны натяжениям, появляющимся вокруг местных центров извержения и интрузий.

Кольцевые дайки и интрузивные конические слои (Cone-sheets). Кольцевой дайкой называется дайка, общий выход которой, при полном развитии, мог бы дать кольцообразное строение ². Кольцевые дайки могут быть представлены концентрическими сериями, с «прослойками» из вмещающих пород, отделяющими отдельные члены комплекса. Некоторые из наилучших примеров кольцевых структур находятся на острове Мул и Арднемёрчен (Ardnamurchan) среди кайнозойских интрузий (рис. 10); другие хорошие примеры представлены

¹ A. Harker. Nat. Hist. Ign. Rocks, 1909, fig. 2, p. 26.

² Mull Memoir, chaps. XXIX, XXXII.

интрузиями магматического периода Лорна возраста древнего красного песчаника; они были также отмечены в Исландии и в магматической провинции Норвегии, Осло (Христиания). Кольцевые дайки обычно мощны и могут состоять из грубозернистых плутонических пород. Некоторые из наиболее массивных кольцевых интрузий, повидимому, поднялись по дугообразным разломам, определяющим границы кальдер или вулканических оседаний (например, кольцевые дайки, имеющие возраст древнего красного песчаника в Лорне).

Рис. 11 показывает схематично способ происхождения круглых даек¹.

Интрузивные конические слои (cone-sheets) (наклоненные слои, Харкер), или конусообразно-слоистые комплексы, представляют серию наклонных дайкоподобных масс с изогнутыми выходами, члены которых наклонены под углами от 30° до 40° по направлению к общему центру². Их расположение предполагает частичное заполнение некоторого числа конусообразных разрывов, имеющих общую ось и с опрокинутыми вершинами, сходящимися вниз. Интрузивные конические слои до сих пор были найдены только среди кайнозойских изверженных пород островов Скай (Skye), Мул и Арднамэрчен (Ardnamurchan), где они находятся в особенно большом количестве. Впервые они были отмечены на острове Скай Харкером, который назвал их *наклонными слоями*³. Отдельные интрузивные конические слои могут достигать 8 — 10 м мощности, но в Мульском примере общая мощность комплекса этих интрузий достигает 900 м. Рис. 12, взятый у Харкера (op. cit., p. 368), иллюстрирует образование конусов слоистости в габбро района Кьюлинских гор Скай (Cuillin Mountains of Skye).

Происхождение интрузивных конических слоев и кольцевых даек было объяснено Е. М. Андерсеном, который считает их ди-



Рис. 11. Происхождение кольцевых даек. Образование кольцевой дайки вокруг опускающегося участка земли. Вулканические извержения и образование кальдеры на поверхности. (Из The Geology of Ben Nevis and Glencoe. Mem. Geol. Surv. Scotland, 1916.)

¹ Geology of Ben Nevis and Glencoe. Mem. Geol. Surv. Scotland, 1916, p. 126.

² Mull Memoir, chaps. XIX, XXI and XXVIII.

³ Tert. Ign. Rocks of Skye, 1904, chap. XXI, p. 364.

намическим последствием магматической интрузии и основания¹. На рис. 13 линии, обозначенные буквами CS, указывают



Рис. 12. Интрузивные конические слои, Скай. Разрез показывает распределение конусов слоистости в габбро района Кьюлинских гор. Мул наклон интрузивных конических слоев увеличивается по направлению к центральным частям. Пунктирной линией показано основание габбро. Длина разреза 19 км. По Харкеру (текст, стр. 31).

следы конусообразных разрывов, которые могут появиться от увеличения давления в магматическом резервуаре. Надо

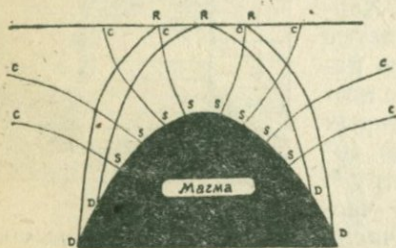


Рис. 13. Происхождение интрузивных конических слоев (cone-sheets) и кольцевых дайк. По Е. М. Андерсену (см. текст).

отметить, что плоскости разрывов становятся круче вглубь и интрузивные конические слои, появившиеся путем их заполнения, должны быть более круто наклонены в центральных частях площади интрузии, что действительно наблюдается в местностях Скай (см. рис. 12) и Мул. С другой стороны, если уменьшается магматическое давление, то могут образоваться плоскости разрывов, следы которых указаны ли-

ниями RD. Эти поверхности скорее соответствуют плоскостям максимального скалывающего усилия, чем трещинам натяже-



А



В

Рис. 14. Вулканические некки. Схематические разрезы через вулканические некки. План (А) и разрез (В) через Думджоун. По А. Гейки (Geikie). *Ancient Volcanoes of Great Britain*, 1897, vol. I, pp. 395, 400. Базальтовая интрузия (черное) вторгается в аггломерат.

¹ Mull Memoir, p. 11.

ния. Их заполнение магмой может дать кольцевые дайки. Породы, заключенные внутри разрывов, имеют склонность опускаться вниз, и это может объяснить, по крайней мере частично, большую ширину кольцевых даек по сравнению с изверженными конусами слоистости.

Вулканические некки или жерловины. Встречаются изверженные массы, которые закупоривают жерла старых вулканов. Они могут полностью занять цилиндрический канал или могут расположиться по окружности или в агglomerате, который частью заполняет канал. План и разрез Думджоун (Dumgoyn), (рис. 14 В), знаменитого вулканического жерла на западном конце Кэмзи Фельс (Camsie Fells) в Майдлэндской долине Шотландии, иллюстрирует последний случай. Вулканический некк может прорывать пластовые жилы и дайки в окружающих слоях, а в исключительных случаях распространяться в стороны лавовыми потоками.

ФОРМЫ В СКЛАДЧАТЫХ РАЙОНАХ.

Факолиты. Формы изверженных интрузий в складчатых районах не так просты и правильны, как это было в нескладчатых областях потому, что структура пород, в которые происходит вторжение, много сложнее и плоскости разрывов менее правильны. Одной из простейших форм является та, которая описана Харкером под названием *факолит*¹. При процессе складчатости в сводах и мульдах, антиклиналях и синклиналях образуются места слабости и натяжения, при чем средние части получают сжатые, следовательно, изверженный материал будет стремиться найти себе выход в сводах и понижениях, и поэтому будут образовываться двояковогнутые, линзоподобные формы (рис. 15). Самые большие факолиты имеют сравнительно небольшие размеры и соответствуют в этом отношении лакколлитам среди интрузий в нескладчатых областях; они, однако, существенно отличаются от лакколлитов, так как их местоположение и форма определяются условиями складчатости, а их интрузия не является, как в случае лакколлитов, причиной



Рис. 15. Факолиты. Схема, иллюстрирующая места факолитов в антиклиналях и синклиналях.

По Харкеру.

¹ Nat. Hist. Ign. Rocks, 1909, p. 77.

сопутствующего изгибания слоев. Что касается переходных ступеней между факолитами и согласно залегающими типами батолитов (см. стр. 20), то они будут, вероятно, найдены.

Хонолиты. Термин хонолит (каменная отливка, т. е. магма, заполняющая пространство, как металл заполняет форму) был употреблен Дэли для обозначения таких интрузивных тел неправильной формы, которые не подходят ни под одну из уже изученных категорий форм¹. Хонолит определяется как изверженное тело, вторгшееся в некоторые дислоцированные породы, имеющее неправильную форму в отношении к окружающим породам. Он образовался или пассивно выжатой магмой, заполнившей подземную камеру орогенического происхо-

ждения, или магмой, активно действующей, раздвигающей в стороны породы, в которые идет внедрение. Таким образом хонолит является общим термином, под который можно подводить другие неклассифицированные тела изверженных пород, пока не будут установлены другие категории форм.

Батолиты. Батолиты (рис. 16) представляют собой самые громадные тела изверженных пород, какие только из-

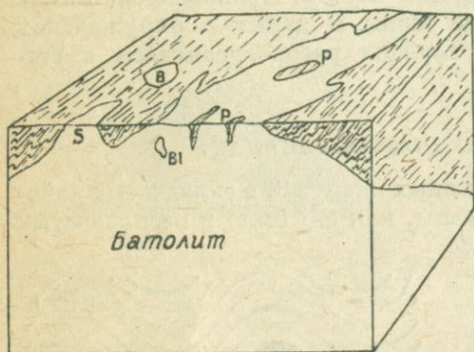


Рис. 16. Отношения батолитов к местным породам. *S* — шток; *B* — бассейн; *P* — нависающая крыша, *Bl* — опущенный участок. По Дэли.

вестны. При детальном рассмотрении они обыкновенно имеют трансгрессивное отношение к породам, в которые они вторглись, но так как они обычно вытянуты параллельно простиранию, то в известном смысле обладают согласным залеганием. Иногда можно распознать части крыши (висящую кровлю — *roof pendant*), но вся масса, повидимому, расширяется книзу до неизвестной глубины, и характер основания батолита является лишь предметом теоретических рассуждений. Проф. Р. А. Дэли² считает, что отсутствие доказательств о наличии действительного дна у батолитов является фактором, отделяющим их от всех других интрузивных масс, как масс «подлежающих» (*subja-*

¹ Ign. Rocks and their Origin, 1914, p. 84.

² Ign. Rocks and their Origin, 1914, p. 62.

cent) земную кору, тем самым противопоставляя их другим магматическим телам, которые вторглись между слоями и, следовательно, имеют действительное основание из местных пород. Согласно Дэли¹, батолиты характеризуются следующими чертами: они приурочены к горообразующим зонам и вытянуты параллельно тектоническим осям складчатых поясов. Их интрузии следуют вскоре за предшествующим периодом горообразования. По отношению к прилегающим породам они обладают трансгрессивными отношениями; крыша имеет неправильную куполообразную форму, боковые стены круто наклонены и относительно ровны. Изверженная масса, по всей вероятности, расширяется книзу, но не имеет видимого дна, и появление их связано с замещением пород, в которые они вторглись. Состав батолитов, обычно, гранитовый или гранодиоритовый.

Многие батолиты имеют громадные размеры; среди наибольших является гранитная масса в Аляске и Британской Колумбии протяжением около 2000 км и шириной, достигающая местами 80 км, а батолит в Патагонии (Южная Америка) имеет длину в 1100 км, а наибольшая ширина достигает 110 км. Проф. Дэли считает, что наименьшим размером для батолитов будет 100 км². *Штоками* называются неправильные массы, имеющие батолитовую форму, но меньших размеров, чем батолит, а термин *босс* употребляется для тех штоков, выход которых имеет приблизительно кругообразную форму. Штоки и боссы являются обычно отпрысками от громадной батолитовой массы (рис. 16).

Способ происхождения и внедрения батолитов — это вопросы, которые еще служат предметом спора. Э. Зюсс (E. Suess), который впервые ввел этот термин, думал, что батолиты представляют собой заполнение полостей разломов в земной коре, причиной появления которых послужила складчатость или давление². Имеются, без сомнения, такие батолиты, которые обладают склонностью следовать по громадным плоскостям разрыва, ослабленным зонам и перерывам в залегании в земной коре, как это подчеркнуто Иддингсом³, и особенно Клоосом⁴.

Полемика, касающаяся способа внедрения батолитов, теперь сосредоточивается главным образом вокруг вопроса, приготовила ли изверженная масса для себя помещение путем разрушения и замещения, или же дело происходило без всякого замещения пород, в которые она вторглась. Французская

¹ The Face of the Earth, English transl., vol. I, p. 168 — 169.

² Ibid., p. 90.

³ The Problem of Volcanism, 1914, pp. 203 et seq.

⁴ Das Batholitenproblem, Fortschr. d. Geol. u. Pal., I, 1923, p. 54 et seq.

школа петрологов, так же как и проф. Коль (G. A. J. Cole), предполагает, что магма была способна проплавить себе дорогу через кору и вобрать в себя расплавленный материал. Этот процесс, однако, должен бы потребовать колоссального количества тепла для местного перегрева магмы, но доказательств этому не имеется, а, кроме того, так как состав батолитов в целом удивительно однообразен, идея полной ассимиляции постороннего материала является невероятной, особенно в верхних горизонтах земной коры.

Дэли¹ и Баррель² (Barrell) разработали идею механического вытеснения или обрушения участков кровли интрузии, вследствие неравномерного нагревания, образования жил и магматического вторжения. Предполагается, что образующиеся обломки опускаются в магму и растворяются в глубине,

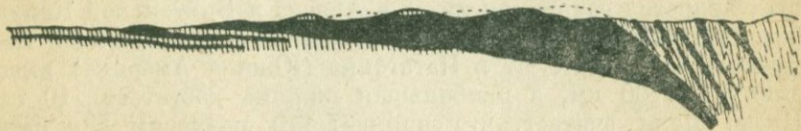


Рис. 17. Разрез через батолит в Баварии (см. текст, стр. 36. По Клоосу).

хотя в последнюю магматическую стадию некоторые из них могут остаться близ контакта. Такой процесс подтверждается неправильными и извилистыми границами многих батолитов, а также присутствием внутри интрузии разнообразных по величине глыб.

Иддингс и Клоос (op. cit.), однако, рассматривают обрушение как второстепенный и случайный фактор в появлении батолитов. Необходимое пространство для их образования было получено путем смещения прилегающих пород, которые были раздвинуты в стороны, приподняты или даже частично опущены вниз, действуя совместно с процессами складкообразования и напором горообразующих сил. И Иддингс и Клоос ставят под вопрос гипотезу, что батолиты бездонны. В типичных гранитах южной Баварии Клоос нашел, что массы лежат между, а не под древними породами, в которые они вторглись. Те же самые породы, которые резко обрываются у гранитных контактов, найдены вновь под гранитами и продолжают дальше без изменения (рис.17)³.

¹ Amer. Journ. Sci., 15, 1903, pp. 269 — 298; Ign. Rocks and their Origin, 1914, chap. X.

² U. S. Geol. Surv., 1907, Prof. Paper, № 57, pp. 151 — 174.

³ C l o o s. Op. cit., p. 14 et seq.

Многократные интрузии (multiple intrusions). Когда магма проходила по одному и тому же каналу вследствие двух или большего числа последовательных импульсов, в результате получается многократная интрузия (рис. 18). Было описано большое количество многократных пластовых жил и дайк, особенно из верхнемагматического периода кайнозойского времени запада Шотландии. Критерием для отличия многократных интрузий служат: а) один или более внутренних контактов, где более ранняя инъекция была охлаждена перед следующей, и б) однообразность состава во всем комплексе ¹. Следовавшие друг за другом инъекции могут встречаться вдоль одной или обеих границ более ранних интрузий или могут проходить внутри вдоль плоскостей слабости (смотри в сложных интрузиях).

Сложные интрузии. Когда магмы различного состава воспользовались тем же самым каналом инъекции, то получается *сложная* интрузия. Если существовал достаточно долгий промежуток между последующими интрузиями, то более ранняя будет уже охлаждена перед внедрением более поздней. Часто, однако, отчетливо наблюдается, что позднейшая интрузия образовалась раньше, чем успела охладиться более ранняя. В этом случае происходит значительное перемешивание магм с включением обломков и образованием гибридов вдоль внутренних контактов (см. стр. 38). Так же, как и в многократных интрузиях, последовательные инъекции могут проходить вдоль одного или обоих контактов первой интрузии или вдоль внутренних плоскостей слабости. Следовательно, сложные и многократные интрузии могут быть двойными, тройными или даже четверными. В. Р. Смэлай (Smellie) ² указал, что в тонких дайках развиваются плоскости слабости близ их середины (рис. 19 А), в более мощных дайках появляются две плоскости слабости, друг другу параллельные, и находятся они внутри на расстоянии до 0,5 м от контактов (рис. 19 В). Таким об-

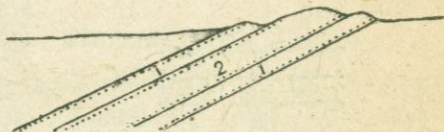


Рис. 18. Многократная пластовая жила. Трикратная пластовая жила, состоящая из двух членов, 1 и 2. Охлажденные края указаны пунктиром.

¹ Этот критерий предложен Г. Г. Томасом (H. H. Thomas) и Е. В. Байлеем (Bailey) (Mull Memoir, 1924, p. 32). Согласно им, многократные интрузии должны иметь внутренние контакты, но могут быть составлены из пород различного состава. С другой стороны, сложные интрузии составлены из членов различного состава, которые не имеют охлажденных контактов друг с другом.

² Trans. Geol. Soc. Glasgow, XV, pt. 2. 1914, p. 125.

разом, магма, пытающаяся пройти тем же самым каналом, вероятно, предпочтет плоскости слабости, чем плотно сомкнутые контакты, давая в одном случае тройную сложную дайку (рис. 19C) и в другом — четверную сложную дайку (рис. 19D), каждая с двумя членами различного состава. Интрузивные залежи могут раскалываться точно таким же путем. Очевидно, пояса ксенолитового материала вдоль внутренних контактов могут быть образованы этим способом инъекции.

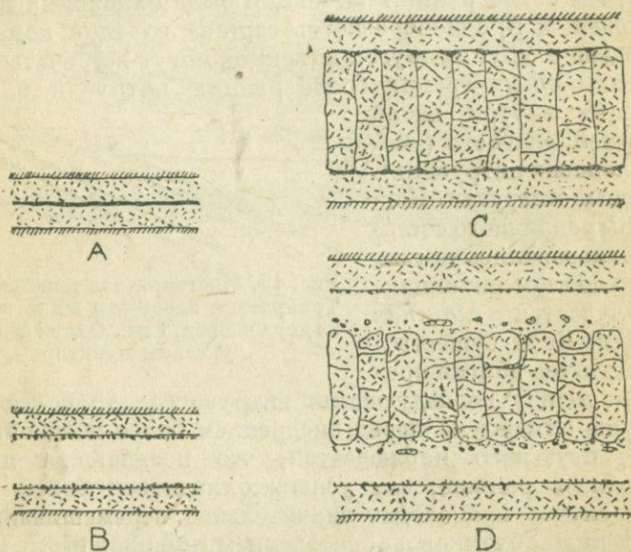


Рис. 19. Сложные дайки и пластовые жилы.

- A — Тонкая интрузия (дайка или пластовая жила) со средней плоскостью слабости.
 B — То же самое, показывающее последующую интрузию по средней плоскости, с включением ксенолитов вдоль обеих границ, и образование тройной сложной интрузии.
 C — Мощная интрузия с двумя плоскостями слабости, развитыми близ контактов. Внутренняя с грубой столбчатой отдельностью.
 D — То же самое, показывающее последующую интрузию по плоскостям слабости с включением ксенолитов вдоль границ и образование четверной сложной пластовой жилы.

Так называемые «кедрообразные» лакколиты являются пластовыми жилами многих последовательных инъекций, в которых разнообразные члены выклиниваются обособленно между плоскостями слоистости прилегающих пород.

Дифференцированные интрузии. В достаточно большой интрузии однообразной магмы процесс дифференциации (см.

стр. 146) может повести к образованию частей разного состава, прежде чем произойдет окончательное затвердевание. Так образуются дифференцированные интрузии, в которых части разного состава обыкновенно переходят постепенно друг в друга. Как размер, так и медленное охлаждение являются факторами в повышении дифференциации; ясно, что большие интрузивные массы, т. е. громадные интрузивные залежи, лакколиты, лополиты и батолиты, будут чаще всего дифференцированы (см. рис. 48) пластовая жила в Люгар (Lugar), пример интрузии, которая в одно и то же время является сложной и дифференцированной).

СЛОЖЕНИЕ ИЛИ ТЕКСТУРА ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД.

Сложение и структура. Под термином сложение понимаются некоторые особенности крупного масштаба, такие, как глыбовые и волнистые поверхности лав, подушечное (pillow) строение, флюидальные полосы, формы отдельностей и скрытые разрывы, трещиноватость и т. п. Текстурой также называют некоторые особенности небольшого порядка, которые обязаны совместному существованию более, чем одного типа структурных агрегатов внутри породы, например миндалевидная и сферолитовая текстуры. Структура, с другой стороны, указывает на подразумевающиеся общие взаимоотношения минеральных компонентов и стекловатого материала в породе, дающие однообразный агрегат. Структуры и небольшого порядка текстуры рассматриваются вместе в одной из последующих глав; настоящая же часть будет только иметь дело с особенностями широкого порядка, включая сюда пузыристые и миндалевидные текстуры,¹ глыбовую лаву, вязкую лаву, подушечное сложение и флюидальную полосчатость, которая обязана главным образом магматическим силам, действующим из глубины, и другие структуры, которые следует отнести к отдельности и раздельности (стр. 45).

Пузыристость и миндалекаменная текстура. Большинство лав сильно насыщены газами, которые при извержении на поверхность сейчас же улетучиваются, вследствие уменьшения давления. Улетучивание газов растягивает расплавленную массу с образованием пустот, которые могут быть по форме сферическими, эллиптическими, цилиндрическими или неправильными. *Шлаком* или «перегоревшей лавой» называют лаву,

¹ Собственно говоря, они являются структурами небольшого порядка. Здесь говорится о них потому, что они играют значительную роль в объяснении глыбовых и вязких лав, подушкообразных лав и пр.

в которой газовые полости присутствуют в большом количестве и обладают неправильной формой. *Пемза* образуется в стадии наибольшего растяжения, зависящего от улетучивающихся газов, когда лава приобретает вид расплавленной пены. Иногда в основании потока наблюдаются длинные, цилиндрические или плоские пузырьки (трубки), поднимающиеся перпендикулярно от нижней границы. Эти пузырьки образуются от выделяющихся газов, появляющихся от нагревания лавой нижележащих осадочных пород. В некоторых сомнительных случаях трубкообразные пузырьки (и миндалины) являются полезными стратиграфическими элементами, которыми определяется действительное русло лав¹.

Миндалинами называются пузырьки, заполненные вторичными минералами, и такое название появилось оттого, что иногда их формы очень похожи на миндаль. Лавы, содержащие миндалины, обладают миндалекаменной текстурой, и сами породы называются амигдалоидами.

Выполняющими минералами могут быть кальцит, различные формы кремнекислоты, цеолиты или неопределенные водные железисто-магнезиальные силикаты, которые описывают под общим именем «зеленых земель». Наибольшие миндалины рассматриваются, как продукты окончательного «выпотения» из самих лав или магмы, из которых они образуются.

Глыбовая и волнистая лавы. Лавовые потоки могут иметь два совершенно различных внешних вида. Иногда поверхность потоков покрыта массой грубых, острых, угловатых обломков, имеющих разнообразные размеры, которые во время течения магмы расположились в виде беспорядочной, как будто на что-то нагромождающейся массы (рис. 20).

Для такого рода явлений имеется много названий и, может быть, наипростейшим будет *глыбовая лава*. Часто употреблялось вулканологами название *aa*, употребляемое гавайскими туземцами по отношению к такого рода лавовым полям; в Исландии они называются *apalhraun*² (apalhraun). Джаггар (Jagggar)³ дал им систематическое название *афролит* (aphrolith) (пенистый камень).

С другой стороны, очень подвижные лавы, затвердевая, дают гладкие поверхности, часто сильно глянцевиные, которые при более детальном рассмотрении имеют морщинистые, текучие или полосатые формы, похожие на те, какие получаются при

¹ Geol. of Knapdale, Jura and North Kintyre. Mem. Geol. Surv. Scotland, 1911, p. 69.

² По-исландски apal — серый мох. Намек на серый мох, который быстро покрывает этот тип лав; hraun — лава.

³ Journ. Wash. Acad. Sci., 7, 1917, p. 277.

течении смолы или вара (рис. 21). Поверхность покрыта маленькими куполами или лавовыми волдырями в несколько метров диаметром, которые имеют характерные радиальные трещины. Это будет волнистый или *текущий тип* лавы, называемый *пахуху* (pahoehoe) в Гавайи, *хелюраун* (helluraun)¹ в Исландии и *дермолитом* (dermolith) (dermo — кожа, lithos — камень) Джанаром (ор. cit.). Глыбовые и волнистые типы лав лучше всего развиты в базальтах и могут встречаться совместно в одном и том же потоке.

Пузыристость обоих типов лав значительно отличается. В глыбовой лаве пустые полости являются большими и неправильной формы, а в волнистых (тягучих) лавах они меньше, более многочисленны и имеют правильную форму, будучи главным образом сферическими. Общий объем промежутков, занимаемых пузырьками, больше в волнистой лаве, чем в глыбовой. Химическое различие между глыбовой и волнистой базальтовой лавой выражается в отношении закиси железа (FeO) к окиси (Fe_2O_3), которой всегда больше в волнистом типе². Последний всегда менее кристаллический, чем глыбовый тип лавы и обыкновенно встречается в более маленьких потоках.

Согласно Вашингтону (см. сноску на стр. 41), эти факты объясняются теоретически тем, что волнистые лавы изливаются при более высокой температуре, чем глыбовая лава, но с гораздо меньшим содержанием газа. Газ скоро улетучивается, и поток быстро застывает с минимальным количеством кристаллических образований. Глыбовая лава, напротив, истекает при более низкой температуре и так сильно насыщена газами, что первоначально даже более жидкая, чем текущий тип. При этих условиях

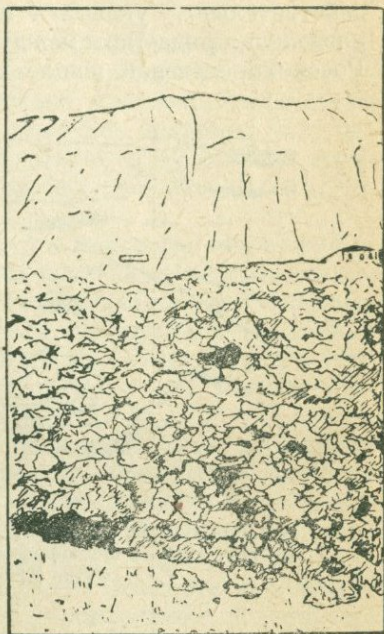


Рис. 20. Глыбовые лавы, Везувий. Поток 7-го февр. 1906 г. Фотография взята у F. A. Perret «The Vesuvius Eruption 1906», 1924.

¹ По-исландски hellu — гладкий.

² H. S. Washington. The Formation of Aa and Pahoehoe. Amer. Journ. Sci., 6, 1923, pp. 409 — 423.

кристаллизация начинается рано и происходит с большой быстротой. Улетучивание газа быстро увеличивается и степень быстроты возрастает к моменту затвердевания, но остающаяся жидкость всегда насыщена газами и, таким образом, находится в условиях, благоприятствующих кристаллизации.

Из этого объяснения следует, что глыбовую и волнистую лавы можно рассматривать как конечные члены серии лав, которые связаны между собой переходными разновидностями. Перрет, действительно, указывал на возможность правильного подразделения ряда форм между двумя крайними членами, подобно Росси-Форелевской шкале для сейсмических колебаний.

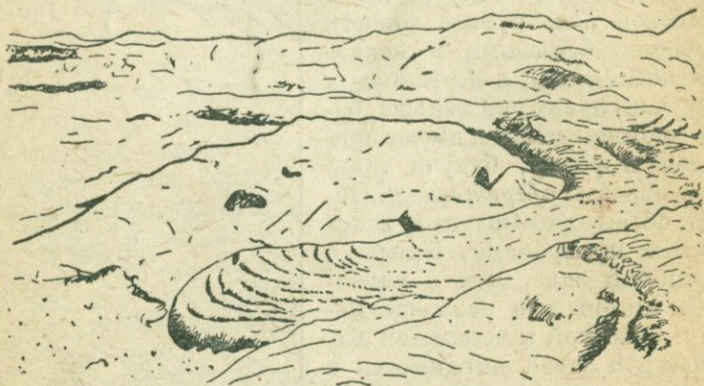


Рис. 21. Волнистая лава, Везувий. Лава на дне кратера, 26 авг. 1918 г. Фотография взята у F. A. Perrett «The Vesuvius Eruption 1906». 1924.

Подушечное (pillow) сложение (эллипсоидальная или шаровая текстура)¹. Это особенное сложение, встречающееся главным образом в основных лавах, и особенно в богатых натрием базальтовых типах, известных под названием спилитов, в которых лава своим внешним видом напоминает груды небольших масс, которые сравнивали с подушками, валиками, мешками и диванными подушками. Подушка обыкновенно имеет пузыристую корку и иногда стекловатую оболочку. Обычно имеется флюидальная полосчатость, проявляющаяся часто линиями пузырьков, сконцентрированных у поверхности. Эллипсоиды часто вдаются в соседние породы так, как если бы они были пластичными во время своего образования. Промежутки между ними

¹ The Vesuvius Eruption 1906, Study of Volcanic cycle. Carn. Inst. Wash. Publ., № 339, 1924, p. 75.

иногда заполнены брекчией, цементированной вторичными минералами, но чаще радиоляриевой кремнистой породой с радиоляриями или загрязненным кремнистым известняком. Массы обыкновенно удлинены, подобно диванным валикам и могут иметь резко выраженный параллелизм между их наиболее длинными осями. Наконец, подушки могут быть связаны друг с другом трубками или шейками или соприкасаться вдоль их сторон.

Наблюдались все переходы между настоящими подушечными лавами и морщинистыми, текучими, луковичеобразными формами пэхуху (pahoehe). Сферические или эллипсоидальные отдельности часто похожи на строение шаровых лав, но шары здесь не обладают отличительными чертами, свойственными вышеназванным формам, и обычно довольно легко отличаются.

Нахождение шаровых лав вместе с морскими отложениями приводит к взгляду, что их сложение вызвано соприкосновением расплавленной лавы с морской водой. Но к достаточно быстрому охлаждению может также повести и экструзия в проливной дождь или под ледниковым покровом или же интрузия в мягкие пропитанные водой отложения, и это может явиться причиной такого сложения.

Подушкообразное сложение наблюдается только в свободно текущих базальтовых лавах, которые остаются очень жидкими в течение всего длинного периода охлаждения, но тем не менее в них возникает постепенно значительная вязкость по мере приближения к точке затвердевания¹. В последние стадии существования лавового потока, обладающего этими особенностями, образуется на поверхности его кора, и дальнейшее продвижение лавы может происходить только через трещины в коре. Таким образом, большой поток может замениться множеством мелких струй, каждая из которых образует продолговатую грушеобразную массу. На поверхности мелких выделяющихся масс образуются прочные эластичные оболочки, и внутреннее давление лавы может растягивать эту оболочку до тех пор, пока не произойдет разрыв, образуя еще меньшую экструзию, которая быстро затвердевает в виде подушки. Растягивание каждой подушки дает псевдофлюидальное сложение, параллельно внешней поверхности, концентрическое образование пузырьков, касательное положение микролитов и вкрапленников. Образование стекловатой оболочки и пузыристой коры обязано быстрому охлаждению и вызывается контактом с водой или другой сильно влажной средой.

¹ J. V. Lewis. Bull. Geol. Soc. Amer., 25, 1914, p. 640.

Внутренние промежутки заполняются обломками, оставшимися от «пиллоу», или же морскими отложениями. Постоянное совместное нахождение подушкообразной лавы с радиоляриевой кремнистой породой было объяснено Дьюи и Флетом (Dewey and Flett), которые видели причину этого в выделении богатых кремнекислотой растворов из лавы в морскую воду, вследствие чего создаются благоприятные условия для быстрого размножения кремнистых организмов, таких как радиолярии¹.

Современное образование подушкообразных лав наблюдалось Темпестом Андерсоном из Савай (один из островов Самоа), где из вулкана Матавану лава текла прямо в море. При вступлении в воду наблюдались увеличивающиеся яйцевидные массы текущей лавы, разбитые трещинами на подобие луковиц или грушеобразных тел с узкой шейкой; они росли до тех пор, пока не получалась форма величиной с мешок или подушку. Связывающие шейки иногда длинные, но большею частью наблюдались настолько короткие, что свежее образующиеся формы нагромождались друг на друга.

Древние подушкообразные лавы были найдены во многих местностях, и их образование шло в различные геологические периоды. Один из типичных примеров находится на Британских островах и представлен Аренигскими лавами (Arenig lavas) Баллантрейской местности Аиршира (Ballantrae district of Ayrshire)².

Флюидалное сложение. Ни одна лава не бывает совершенно однородной во время или непосредственно после экструзии. Слои и участки слегка отличаются по составу, содержанию газа, вязкости и степени кристаллизации. В процессе течения эти куски вытягиваются в параллельные линзы, полосы, ленты и линии, которые могут характеризоваться развитием разного количества пузырьков, сферолитов, стекла, микролитов, кристаллов, а небольшие отличия в цвете и структуре указывают на некоторое разнообразие состава породы. Кислые и менее кислые лавы, такие как риолиты и трахиты, магмы которых исключительно вязки, дают чрезвычайно совершенное флюидалное сложение.

Ленточные текстуры встречаются также в плутонических породах и обуславливаются изменением слоев, различающихся и по минеральному составу, и по структуре. Эта текстура, однако, может зависеть от большого числа причин, одной из которых

¹ British Pillow Lavas. Geol. Mag., 1911, pp. 244 — 245.

² The Silurian Rocks of Great Britain. Mem. Geol. Surv., vol. I, Scotland, 1899, p. 431 (pls. I, II, V, VI).

является течение магмы¹. Возможно, что инъекция первоначальной разнородной магмы может образовать полосчатость путем разделения разных участков на слои различного состава и структуры.

Отдельность, слоистая и плитчатая. Это сложение характеризуется возникновением разрывов и способностью раскалываться, возникающей в породах главным образом под влиянием сил, действующих извне.

Плоскости отдельности присутствуют во всех типах изверженных пород. В гранитах существует в общем три направления трещин отдельностей: одно более или менее горизонтальное, а два других вертикальные, перпендикулярные друг к другу. Если эти три системы трещин отдельностей более или менее одинаково удалены друг от друга, плоскости разрыва дают сложение кубоидальных глыб, похожих на гигантскую стену (матрацевидная отдельность, «каменные палатки» см. рис. 22). Горизонтальные плоскости отдельностей иногда так близко примыкают друг к другу, что образуют плитчатое строение. Слои обычно делаются тоньше в направлении к основанию и обыкновенно обладают некоторой степенью параллелизма по отношению к поверхности².

Тем не менее во многих изверженных породах отдельность имеет менее правильный характер. Плоскости отдельностей могут быть искривлены или волнисты. Такой характер отдельности обычно наблюдается в ниже-карбоновых базальтовых лавах Шотландии³. При взрывных работах в каменоломнях или при проведении дорог обнаруживаются скрытые плоскости разрывов, почти не встречающиеся в естественных обнажениях. Кривизна иногда настолько велика, что породы разделяются на сферические или эллипсоидальные участки, которые ошибочно могут быть приняты за подушкообразные структуры.

Фельзиты и другие кислые породы часто разбиваются такими тесно сомкнутыми неправильными плоскостями отдельностей, что при выветривании образуются небольшие остроугольные обломки, из которых трудно получить образец нормального размера.

Тесно сомкнутые плоскости отдельностей могут так хорошо быть образованы, что получается плитняковое сложение, кото-

¹ См. A. Holmes. Petrographic Methods and Calculations, 1921, p. 365 — 366.

² Для полного освещения слоистой структуры см. T. N. Dale. The commercial Granites of New England. U. S. Geol. Surv., Bull. № 738, 1923, pp. 26 — 36.

³ Tyrrel and Martin. Trans. Geol. Soc. Glasgow, XIII, pt. 2, 1908, p. 243 (pl. XIII, fig. 2).

рое прекрасно наблюдается в таких породах, как фonoлит и мюджерит (mugearite). Эта плитняковая или плитчатая отдельность иногда зависит от скрытого флюидального сложения, как, например, в мюджеритах шотландского карбона.

Отдельность временами вызывается натяжением при наложении, которое следует за сжиманием, зависящим от охлаждения. В других случаях тектонические причины вызывают натяжение, сжатие и скручивание, в результате чего образуются разрывы.

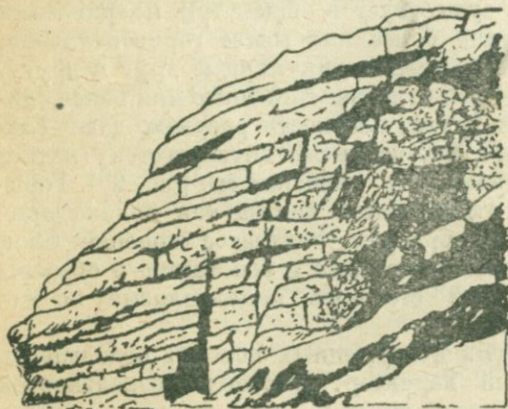


Рис. 22. Матрацевидная отдельность в граните, «каменные палатки». Арран. Близ вершины Готфел (Goatfell). Фотография взята из книги: The Geology of North Arran, South Bute and the Cumbraes. Mem. Geol. Surv. Scotland, 1903.

Столбчатая и призматическая отдельности. При однообразном охлаждении и сжатии в однородной магме плоскости отдельности стремятся давать правильные столбчатую или призматическую формы, характерные развитием четырех-, пяти-, шестисторонних призм, которые могут рассекаются поперечной отдельностью (рис. 23А). Это явление наблюдается главным образом в базальтовых породах, как, например, в местностях: Мостовой Гигантов (Giant's Causeway) и Стаффа, но иногда имеется и в других типах пород. Столбы образуются перпендикулярно к охлаждающимся поверхностям так, что в интрузивной залежи или лавовом потоке они стоят вертикально, в то время, как в дайке они более или менее горизонтальны.

Столбчатая отдельность обязана своим происхождением образованию равностоящих центров стяжения на охлаждающихся поверхностях. Линии, соединяющие эти центры, имеют направление наибольшего натяжения, и когда порода затвердевает, то появляются трещины, перпендикулярные этим линиям. Как видно на рис. 23В, эти трещины пересекаются таким образом, что получаются шестиугольные участки. Так как они простираются по направлению книзу или кверху или в боковые стороны от охлаждающихся поверхностей, то получаются хорошо известные призматические столбы. Столбы, идущие от

противоположных охлаждающихся поверхностей, часто соединяются вдоль хорошо выраженных средних плоскостей¹. Четырех-, пяти- или даже семисторонние призмы, образуются от неодинакового удаления центров стяжения.

Сосман указал, что не исключена возможность развития призматической структуры путем конвекциональной циркуляции в период, когда магма еще находится в жидком состоянии². При таких обстоятельствах образуются неправильные ячейки, имеющие от 4 до 7 сторон, которые могут быть отмечены в твердой породе вследствие магматической сегрегации у стенок и около осей ячеек, или же вызываемые правильно расположенными центрами кристаллизации. Этот процесс, однако, еще не вполне установлен, как причина призматической структуры в изверженных породах, хотя образование некоторых столчатых базальтов в Оверни приписывалось французскими исследователями действию этого процесса.

Плоскости раскола (rift and grain). В гранитных каменоломнях пользуются матрацевидной отдельностью для добычи больших глыб, но для получения глыб меньших размеров, каменотесы пользуются структурными направлениями, по которым идет сравнительно легче раскалывание под прямым углом, причем одно из этих направлений обычно горизонтальное, а другое — вертикальное. В направлении, идущем под прямым углом к таким плоскостям раскола, гранит разбивается грубой неправильной поверхностью разрыва, которая называется «грубым направлением» (у англичан «hard way», «tough way») или «головкой» («heads»). Одно из направлений раскола является более совершенным («cleaving way» в Корнуэльсе, «reed» в Шотландии). Вдоль другого структурного направления ее раскола,

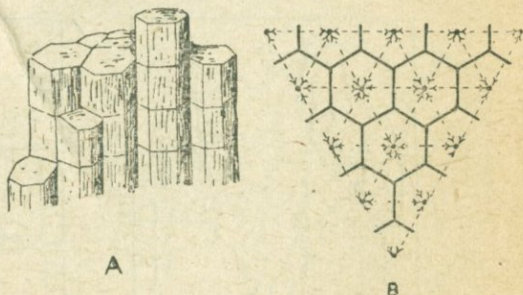


Рис. 23. Столчатая отдельность. А — Столчатая отдельность в базальте. В — Объяснение столчатой отдельности, объясненной натяжением при охлаждении, равномерно развивающемуся вокруг одинаково удаленных друг от друга точек. Пунктиры указывают направление сил, действующих вокруг каждой точки.

¹ Mull Memoir, 1924, p. 108.

² Journ. Geol., 24, 1916, p. 219.

поверхность разрыва является более грубой; в Корнуэльсе это направление называется «quartering way», «hem» в Шотландии. Совершенство раскола в обоих направлениях определяется легкостью, с которой можно получить хорошие монолиты (setts).

Согласно Дэйл (T. N. Dale)¹, направление раскола обуславливается небольшими трещинами шириной, от 0,09 мм до 1,3 мм, прорезающими кварцевые частицы и проходящими в полевые шпаты. Эти трещины определяют способность раскалываться в двух взаимно-перпендикулярных направлениях, при чем обычно горизонтальный раскол более резко выражен. Эти тре-

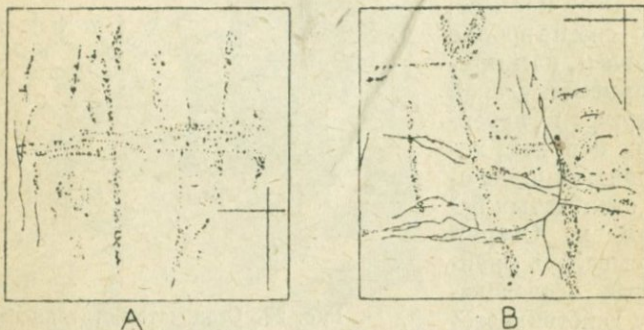


Рис. 24. Плоскости раскола (rift and grain). Слой полостей и трещин в кварцевых зернах гранита Конвэй, Нью Хампшир (Conway, New Hampshire), приблизительно параллельны направлениям трещиноватости и зернистости.

A — увеличено в 60 раз, *B* — увеличено в 20 раз. По Дэйлу (T. N. Dale), «Commercial Granites of New England». U. S. Geol. Surv., Bull. 738, 1923.

щины совпадают или параллельны линиям расположения жидких пузырьков в кварцевых зернах. Такие слои пересекают друг друга под прямым углом и встречаются в меньшем количестве по направлению структурной плоскости раскола, связанной с характером зернистости (рис. 24). Оба направления в граните независимы от слоистого или флюидального сложения, но плоскость более совершенного раскола (rift) обычно параллельна расположению слюдяных пластинок и длинным осям полевошпатовых вкрапленников, если последние присутствуют. Плоскости раскола хорошо выражены не во всех гранитах. Та и другая из них или обе вместе они могут быть плохо разви-

¹ Op. cit., pp. 15 — 26.

тыми или совсем отсутствовать. Такое строение может быть и в других изверженных породах, но обычно в гораздо меньшей степени, чем в граните.

Образование плоскостей раскола зависит от одностороннего давления в земной коре, действующего в период затвердевания гранита. Полоски жидких включений в кварце образовались в то время, когда кристаллизовался этот последний по времени компонент — кварц. При том же самом одностороннем давлении слюдяные пластинки располагались в линии, грубо параллельные направлению трещиноватости. В то время, когда одностороннее давление в земной коре продолжало действовать на по-

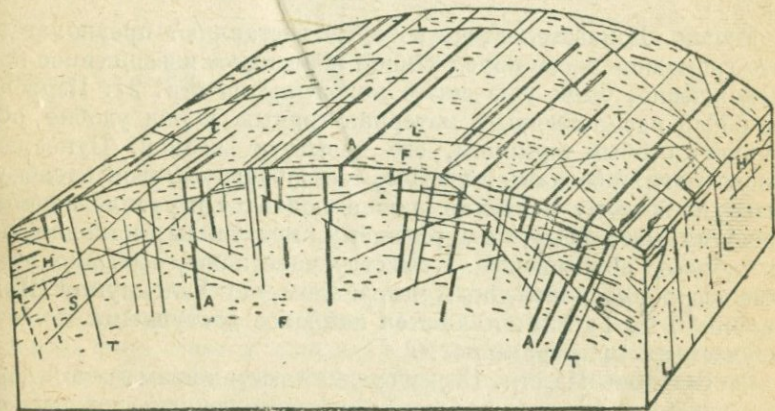


Рис. 25. Стереогрaмма плоскости раскола и отдельности в граните.

Диаграмма куполообразного слоя гранита.

L — продолговатая отдельность и направление зернистости.

H — горизонтальная отдельность и направление трещиноватости.

T — секущая отдельность.

F — направление ориентированных, принявших направление от течения, минеральных компонентов.

A — аплитовые дайки в широких и горизонтальных трещинах.

S — поверхности нарушений и движений, которыми разрываются более старые плоскости отдельностей и дайки.

Взято у Клооса «Das Batholithenproblem», 1923.

З а м е ч а н и я к р и с. 25. Надо заметить, что Клоос вводит третье направление раздельности и отдельности (секущий разрыв), обязанное изгибанию гранита, выраженное в виде свода. Аплитовые и другие дайки занимают большей частью образовавшиеся таким образом трещины.

роды, уже затвердевшие, образовались плоскости раскола, совпадающие с поверхностями слабости, которые определялись расположением жидких включений.

Профессор Г. Клоос и его школа предполагают, что не только плоскости раскола, но все структурные направления в граните,

включая отдельность и жилы, связаны с односторонним давлением в земной коре, действовавшим во время и после затвердевания гранита (рис. 25). Следовательно, изучение этих направлений может дать ценные указания относительно природы и направления земных сил, которые послужили причиной образования этих структурных направлений, а также участвовали в создании гор, сопровождавшемся интрузиями гранитов.¹

ГЛАВА III.

СОСТАВ И ОБРАЗОВАНИЕ МАГМ.

Магма. Доказательства, которые заставляют предполагать, что громадное число пород земной коры имеет изверженное происхождение, были уже сжато изложены на стр. 21. Первоначальный расплавленный материал горных пород удобно обозначить особым термином, его называют *магмой*. Буквально слово магма обозначает густую, тестообразную, кашеподобную массу, и поэтому название вполне подходит к расплавленному вязкому материалу, содержащему кристаллы, находящиеся в процессе образования. Существующие лавы, особенно лавовые озера с расплавленным материалом, как Галемаумау (Halemauau) на Гавайи, являются наиболее доступными и легко изучаемыми примерами магм.

Состав магм. На стр. 13 дан средний состав зоны земной коры на глубину 16 км, и так как изверженные породы составляют 95% этого объема, то средний состав изверженных пород будет очень мало отличаться от цифр, даваемых для земной коры в целом. Таблица II, столбец 1 дает средний состав изверженных пород в процентах по элементам и столбец 2 в форме окислов, выведенных Кларком и Вашингтоном на основании большого числа анализов (свыше 5000²).

ТАБЛИЦА II.

1		2	
Кислород	46,59	SiO ₂	59,12
Кремний	27,72	Al ₂ O ₃	15,34
Алюминий	8,13	Fe ₂ O ₃	3,08
Железо	5,01	FeO	3,80
Кальций	3,63	MgO	3,49
Натрий	2,85	CaO	5,08
Калий	2,60	Na ₂ O	3,84
Магний	2,09	K ₂ O	3,13

¹ H. Cloos. Tektónik und Magma, Bd. I, Abh. d. Pr. Geol. Landesanst., N. F., 89. Berlin, 1922.

² Composition of the Earth's. Crus. tProf. Paper, 127. U. S. Geol. Surv., 1924, pp. 6 — 16.

Титан	0,63	H ₂ O	1,15
Фосфор	0,13	CO ₂	0,102
Водород	0,13	TiO ₂	1,050
Марганец	0,10	ZrO ₂	0,039
Сера	0,052	P ₂ O ₅	0,299
Барий	0,050	Cl	0,048
Хлор	0,048	F	0,030
Хром	0,037	S	0,052
Углерод	0,032	(Ce, V) ₂ O ₃	0,020
Фтор	0,030	Cr ₂ O ₃	0,055
Циркон	0,026	V ₂ O ₃	0,026
Никкель	0,020	MnO	0,124
Стронций	0,019	NiO	0,025
Ванадий	0,017	BaO	0,055
Церий и итрий	0,015	SrO	0,022
Медь	0,010	Остаток	0,023
Остальные элементы	0,034		
	100,000		100,000

Практически все известные элементы были встречены в изверженных породах, но из них только 9 могут считаться обычными, а именно: кислород, кремний, алюминий, железо, кальций, натрий, калий, магний и титан составляют 99,25% состава изверженных пород. Тем не менее, некоторые из редких элементов, особенно летучие из них, такие как, например, водород, фтор, хлор и сера и их летучие смеси, имеют громадное значение в явлениях, с которыми связано образование изверженных пород (см. стр. 157). Так как более летучие компоненты стремятся улетучиваться до и во время процесса затвердевания, то анализы изверженных пород не вполне соответствуют составу магм. Наблюдения в вулканических жерлах и собирание газов из расплавленных лав, убедительно показали, что летучие компоненты присутствуют в магме в гораздо больших количествах, чем это установлено анализами изверженных пород. Одна вода составляет 4% в базальтовой магме Килауэя (Kilauea).

Пирогенные минералы. Минералы, образующиеся из изверженной магмы, называются *пирогенными* (т. е. образованными огнем). Так как кислород и кремний являются наиболее часто встречающимися элементами в магме, то силикаты и кремнекислота образуют главные минералы изверженных пород. Кроме кремнекислоты, встречается еще немного окислов, а другие соединения присутствуют в незначительных количествах; впрочем они важны в петрогенетическом смысле.

Поэтому силикаты чаще всего встречаются в изверженных породах. Кремний способен образовывать многие кислоты, из которых следующие имеют наиболее важное значение с петрографической точки зрения:

Ортокремневая кислота H_4SiO_4 или $2H_2O \cdot SiO_2$

Напр. оливин: $2(Mg, Fe) O \cdot SiO_2$.

Метакремневая кислота H_4SiO_2 или $2H_2O \cdot 2SiO_2$

Напр. энстатит: $(Mg, Fe)O \cdot SiO_2$

Поликремневая кислота, $H_4Si_3O_8$ или $2H_2O \cdot SiO_2$

Напр. ортоклаз: $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$.

На основании этого пирогенные силикаты разделяются на три группы: ортосиликатов, метасиликатов и полисиликатов, различаясь как кислоты соответственно отношениям кислорода оснований к кислороду кремнекислоты, которые будут 1:1, 1 : 2 и 1 : 3. Группа оливина, начиная от форстерита $2MgO \cdot SiO_2$ через оливин $2(Mg, Fe) O \cdot SiO_2$ и кончая фаялитом, $2FeO \cdot SiO_2$, образует может быть наиболее важные порообразующие ортосиликаты. Нефелин $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ и нортит $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ представляют из себя также ортосиликаты. Пироксены и амфиболы являются обычными примерами метасиликатовой группы; так, например, диопсид $CaO \cdot (Mg, Fe) O \cdot 2SiO_2$ и гиперстен $(Mg, Fe)O \cdot SiO_2$. Лейцит $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$ есть также метасиликат. Наилучшими примерами для пирогенных полисиликатов являются ортоклаз $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ и альбит $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$.

Калий и натр представляют наиболее активные основания в изверженной магме; кальций менее активен; магний и железо наиболее слабы. Поэтому кремнекислота соединяется главным образом со щелочными металлами, которые обычно образуют полисиликаты, и наибольшее возможное количество кремнекислоты будет связано с ними в ортоклазе и альбите. Надо заметить, что алюминий только входит в связь с кремнекислотой вместе с элементами, образующими основания, обычно в равных молекулярных количествах. Кальций стремится образовать метасиликаты, а магний и железо — и метасиликаты и ортосиликаты.

Так как железо обладает более слабым сродством с кремнекислотой, то часто вытесняется из соединения, если имеется недостаток кремнекислоты, и появляется в виде окислов (магнетит). Если имеется значительный недостаток кремнекислоты в магме, вследствие чего калий и натрий не могут соединиться с достаточным количеством кремнекислоты и образовать соответственно ортоклаз и альбит, вместо них будут образованы такие силикаты, как лейцит и нефелин. Так как калий обладает большим сродством к кремнекислоте, чем натрий, то от альбитовой молекулы будет сначала отниматься кремнекислота, а нефелин будет образовываться раньше, чем лейцит.

Подобным же образом в магмах с относительно большим

количеством магния и железа пироксены образуются, когда имеется соответствующее количество кремнекислоты, а оливин — когда кремнекислоты недостаточно. Таким образом порообразующие силикаты могут быть подразделены на две группы: с относительно низким и высоким насыщением кремнекислотой, что имеет место в реакции по следующему уравнению: минерал с низким насыщением кремнекислотой + кремнекислота $\rightleftharpoons$ минерал высокой насыщенности кремнекислотой; реакция обратима, т. е. может идти в любом направлении.

Некоторые силикаты, особенно анальцит, слюды, роговая обманка содержат конституционную воду, которая играет существенную роль в их составе. Галоидные элементы, особенно фтор, являются активными при образовании некоторых слюд.

Минералы с низким насыщением кремнекислотой (ненасыщенные)	Минералы с высоким насыщением кремнекислотой (насыщенные)
Лейцит	Ортоклаз
Нефелин	Альбит
Анальцит	Анортоклаз
Оливин	Ромбический пироксен
Биотит	Авгит
	Эгирин
	Роговая обманка

Избыток кремнекислоты, который может остаться после соединения с основаниями, выкристаллизовывается в виде кварца. Рассмотрение вышеприведенного уравнения показывает, что кварц не может находиться вместе с ненасыщенными кремнекислотой минералами, кроме биотита; это наблюдается лишь при необычных условиях. Отсюда вывод, что кварц трудно найти в той породе, где присутствует лейцит, нефелин, анальцит или оливин, что является удобным признаком, когда приходится рассматривать классификацию изверженных пород (см. стр. 102).

Компоненты, содержащиеся в незначительных количествах в изверженных магмах, выкристаллизовываются как второстепенные минералы, которых в валовом составе породы мало, но обычно они очень широко распространены. Ильменит $(\text{Fe}, \text{Ti})_2\text{O}_3$, апатит $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2$, сфен $\text{CaO} \cdot \text{TiO}_2 \cdot \text{SiO}_2$, циркон $\text{ZrO}_2 \cdot \text{SiO}_2$ являются наиболее важными из них. Надо сюда прибавить большое число незнакомых минералов, содержащих

редкие элементы, которые были найдены в изверженных породах.

Однако, повидимому, некоторые минералы никогда не бывают пирогенетического происхождения. Из них типичные метаморфические минералы, такие как силикаты алюминия, андалузит, кианит и sillиманит вместе с кордиеритом, ставролитом и др., являются наиболее важными. Чистый глинозем, тем не менее, кристаллизуется в виде корунда и может встретиться в изверженных породах при исключительных условиях.

Физико-химический состав магм. Рассмотрение химического состава минералов, которые действительно выкристаллизовываются из магм, приводит к определенным выводам относительно молекул, присутствующих в расплавленном состоянии. Ниггли¹ перечисляет следующие четырнадцать молекул, входящих как главные компоненты в состав изверженных магм:

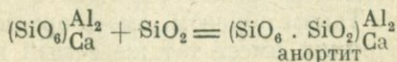
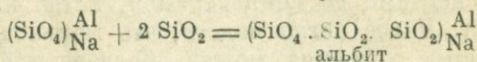
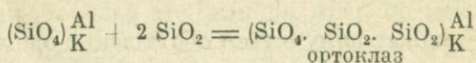
1. $(\text{SiO}_4) \left\{ \begin{array}{c} \text{Al} \\ \text{K} \end{array} \right\}$	Калиофилит
2. $(\text{SiO}_4) \left\{ \begin{array}{c} \text{Al} \\ \text{Na} \end{array} \right\}$	Нефелин
3. $(\text{SiO}_6) \left\{ \begin{array}{c} \text{Al}_2 \\ \text{Ca} \end{array} \right\}$	Молекула Чермака
4. $(\text{SiO}_4) \left\{ \begin{array}{c} \text{Al} \\ \text{H} \end{array} \right\}$	Слюда
5. $(\text{SiO}_4) \text{Na}_4$	Натровый силикат
6. $(\text{SiO}_4) \text{K}_4$	Калиевый силикат
7. $(\text{SiO}_4) \text{Ca}_2$	Кальциевый ортосиликат
8. $(\text{SiO}_4) \text{Fe}_2$	Фаялит
9. $(\text{SiO}_4) \text{Mg}_2$	Форстерит
10. (SiO_2)	Кварц
11. (H_2O)	Вода
12. (O_2)	Кислород
13. $(\text{Fe}_3\text{O}_4) \text{Fe}$	Магнетит
14. $(\text{Al}_2\text{O}_4) \text{Mg}$	Шпинель

Вне всякого сомнения, что присутствуют и многие другие молекулы, но в очень небольших количествах.

Надо отметить, что все эти силикаты являются соединениями ортосиликатового типа; из окислов представлены только окислы водорода, кремния, железа, а не-силикатом является алюминат магния. Существенные пирогенные минералы образовались или путем индивидуального выделения вышеперечисленных компонентов или аддитивными реакциями (additive reactions) между ними. Молекула кремнекислоты играет особенно большую роль в этих реакциях.

¹ Lehrbuch der Mineralogie, 1921, S. 478. Обозначения, употребляемые Ниггли, сохранены в приведенных здесь формулах.

Таким образом, присоединение двух молекул кремниевой кислоты к калиофилиту и нефелину ведет соответственно к образованию ортоклаза и альбита, и все возможные разновидности обычных полевых шпатов могут быть получены присоединением кремниевой кислоты к калиофилиту, нефелину и молекуле Чермака.

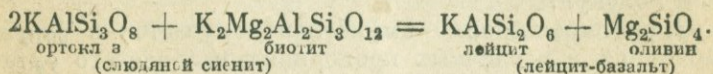


Оливин образуется путем соединения фаялитовой и форстеритовой молекул.

Группа пироксенов и амфиболов получается в результате комбинаций в различных пропорциях кальциевого ортосиликата, фаялита, форстерита, кварца, молекулы Чермака и шпинели. Биотит образуется при соединении, происходящем между калиофилитом, слюдой, фаялитом и форстеритом.

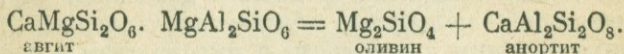
Физико-химическое состояние магмы должно представлять взаимный раствор всех компонентов. Бунзен (Bunsen) в 1861 г. первый предположил, что магмы можно сравнивать со сложными растворами солей в воде. Однако, магмы являются растворами особого состава. Главными молекулами являются силикаты, труднолетучие и тугоплавкие вещества, обладающие высокой точкой плавления и низким давлением пара; к ним присоединяются молекулы, обладающие совершенно другим физико-химическим характером, а именно газы и пары таких веществ, как вода, сероводород, фтористая кислота, соляная кислота, окись углерода, угольная кислота, окислы серы, водорода, азота и кислорода. Эти летучие вещества с высоким давлением пара стремятся уменьшить вязкость магмы и понизить точки плавления силикатов и таким образом способствуют кристаллизации. Газовые компоненты также образуют летучие смеси с некоторыми из других присутствующих молекул и вместе с ними переносятся в направлении уменьшающегося давления, давая таким образом частичные выделения внутри магмы. Этот контраст в физико-химическом характере между двумя главными группами молекул имеет очень важные последствия, так как он является причиной, вызывающей значительное разнообразие изверженных пород, а также концентрацию многих полезных металлов, которые известны как рудные месторождения (стр. 158).

Относительные числа различных молекул, которые могут присутствовать в некоторой данной магме, регулируются внешними условиями, из которых температура и давление являются наиболее важными. Иначе говоря, *равновесие* между компонентами нарушается, когда изменяются внешние условия. Равновесие восстанавливается путем взаимного обмена между молекулами. Таким образом происходят разнообразные реакции и в результате может получиться обогащение одним или несколькими компонентами до концентрации, когда начинается кристаллизация. Далее легко видеть, что магма данного состава при различных условиях может образовать более чем одну группу минералов. Таким образом, смесь ортоклаза и биотита в известных пропорциях имеет тот же самый валовой состав, что и смесь лейцита и оливины, взятые в определенных пропорциях. Эта эквивалентность поясняется следующим уравнением:



Ортоклаз и биотит представляют собой ассоциацию, которая кристаллизуется из магмы вышеприведенного состава при сравнительно низкой температуре и высоком давлении, в то время как комбинация лейцита и оливины устойчива при высокой температуре и низком давлении. Следовательно, первая из этих пород будет plutonic (глубоко залегающей), а последняя вулканическим продуктом.

Другой пример дается следующим уравнением:



Таким образом, порода, составленная целиком из авгита (авгитит, лава), может обладать тем же самым химическим составом, что и порода, образованная оливином и анортитом (алливалит, plutonic порода).

При различных условиях из одной и той же магмы образуются породы с различным минеральным составом. Это явление названо Лякруа (Lacroix)¹ *гетероморфизмом*, а продукты будут гетероморфными по отношению друг к другу. Таким образом лейцитовый базальт является гетероморфным по отношению к слюдяному сиениту, а алливалит к авгититу. Дальнейшее рассмотрение разных особенностей состава магм будет сделано в последующих главах.

¹ Comptes Rendus Paris, t. 165, 1917, p. 486; t. 170, 1920, p. 23.

Первичная магма. Средний состав изверженных пород, который дан в таблице II (стр. 50), представляет абстрактную породу и используется для суждения о составе горных пород вообще. Он чисто случайно совпадает с составом некоторых действительно изверженных пород, но это никоим образом не означает их наибольшего распространения.

Необходимо исследовать как природу, так и состав магмы или магм, из которых изверженные породы в действительности произошли. Вопрос о том, являлась ли соответствующая особая магма источником каждой определенной разновидности изверженной породы, еще остается открытым. Полевые и лабораторные наблюдения показывают, что изверженные породы представляют собой продукты дифференциации ограниченного числа магм; и если происхождение этих второстепенных магм проследить достаточно вглубь времен, то это приведет к предположению о двух первичных магмах, и их достаточно для того, чтобы объяснить все известные разновидности изверженных пород.

Этот вывод базируется на частоте появления различных типов горных пород. Все наблюдения показывают, что гранит (или скорее гранодиорит, см. стр. 111) и базальт являются самыми распространенными типами изверженных пород. Граниты, гранодиориты и другие гранитоидные породы образуют самые крупные батолиты, какие только встречены в земной коре (см. стр. 35); с другой стороны, базальты образуют огромные плато, которые в некоторых случаях занимают площади в сотни и тысячи км². Проф. Дэли произвел статистическое исследование площадей, занимаемых главными типами изверженных пород в Северной Америке¹. На этом основании он пришел к выводу, что граниты вместе с гранодиоритами занимают вдвое большую площадь, чем площадь всех остальных интрузивных пород, вместе взятых, и что общее количество базальта, вероятно, превышает, по крайней мере в пять раз, все другие вместе взятые экструзивы. Среди других вулканических типов пироксеновый андезит является наиболее распространенным вслед за базальтом, и из плутонических пород габбро наиболее распространено вслед за гранитовыми типами. Но андезиты в общем представляют эффузивные эквиваленты гранодиоритов, как это показывает сравнение средних составов этих двух типов², а габбро является плутоническим эквивалентом базальта. Следовательно, наиболее распространенными магматиче-

¹ Igneous Rocks and their Origin, 1914, chap. III.

² Igneous Rocks and their Origin, 1914, chap. III. Cf. anal. 46 (p. 26) with anal. 41 (p. 25).

скими типами, появляющимися в земной коре, будет гранодиорито-андезитовая магма и базальто-габбровая магма. Химический состав среднего гранодиорита и среднего плато-базальта показан в % в нижепомещенной таблице III.

ТАБЛИЦА III.

	1	2
SiO_2	65,1	49,3
Al_2O_3	15,8	14,1
Fe_2O_3	1,6	3,4
FeO	2,7	9,9
MgO	2,2	6,4
CaO	4,7	9,7
Na_2O	3,8	2,9
K_2O	2,3	1,0
H_2O	1,1	—
TiO_2	0,5	2,6
MnO	0,1	0,2
P_2O_5	0,1	0,5
	100,0	100,0

1 — Гранодиорит, среднее из 12 анализов. Daly. Igneous Rocks and their Origin, 1914, p. 25.

2 — Плато-базальт, среднее из 50 анализов, пересчитанных Дэли. («Geology of Ascension Island». Proc. Amer. Acad. Arts and Sciences, 60, 1925, p. 73), from H. S. Washington's analyses (Bull. Geol. Soc. Amer., 33, 1922, p. 797).

Статистическое изучение анализов изверженных пород В. А. Ричардсоном и Г. Снисби (W. A. Richardson and G. Sneesby) привело к тем же выводам.¹ Если построить кривую, указывающую число анализов, в которых проценты кремнекислоты разбиты на определенные интервалы (в данном случае взята однопроцентный интервал), то получатся две высших точки: одна имеет 52,5%, а другая 73% (рис. 26).

Другими словами, то и другое процентное содержание кремнекислоты наиболее обычно в изверженных породах. Если подобные же кривые построить для других окислов, взятых из большего количества анализов, то можно показать, что две наиболее часто встречающиеся изверженные породы имеют составы, представляющие собой соответственно гранит и кислый базальт или долерит. Процент содержащейся кремнекислоты в граните и базальте, полученный таким путем, будет несколько более высоким, не соответствуя точно полученным Дэли результатам. Это происходит, вероятно, потому, что громадные гранодиоритовые батолиты и колоссальные плато-базальтовые излияния

¹ Min. Mag., XIX, 1922, pp. 303 — 13.

были непропорционально представлены в анализах. Если анализы будут полностью представлять изверженные породы, то кривая распространения, вероятно, покажет максимум в точках несколько ниже тех, которые даются приведенной кривой, построенной на современных данных.

В то же время следует отметить сходство между составом земной коры и этими результатами, потому что они выведены на основании совершенно различных данных (глава I). На основании геодезических наблюдений, таких, как определение силы тяжести, и положений, опирающихся на теорию изостазии, предполагают, что континенты состоят главным образом из пород гранитового состава, покоящихся на субстрате и переходящих в него; последний в своей более верхней части имеет базальтовый состав.

Предполагается, что этот базальтовый субстрат образует дно океанов без вмешательства кислых пород. Следовательно, распространение гранитовых и базальтовых изверженных пород находится в соответствии с этим взглядом на состав и структуру земной коры.

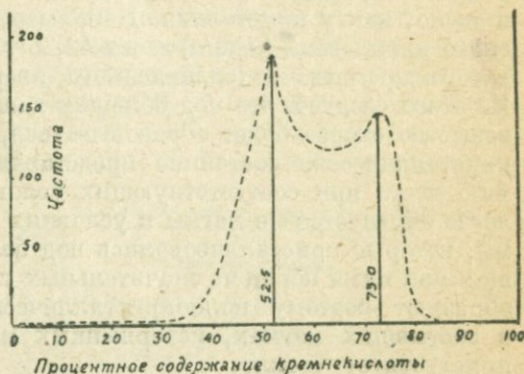


Рис. 26. Частота появления изверженных пород. Кривая частоты по процентному содержанию кремнекислоты. См. текст, стр. 58. Из В. А. Ричардсона и Г. Снисби.

Глава IV.

ОБРАЗОВАНИЕ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД.

Стекло и кристаллы. Твердое вещество, из которого образуются изверженные породы, состоит или из некристаллического материала (стекла), или из кристаллов, или же из кристаллов и стекла вместе. Магмы становятся изверженными породами при затвердевании, и этот процесс идет или без кристаллизации (образование стекла), или же путем кристаллизации с потерей большого количества летучих компонентов. Различие между кристаллическим и стекловатым веществами можно сравнить с тем различием, которое имеется между дисциплини-

рованной воинской частью и рассеянной толпой. Молекулы или первоначальные частицы кристаллов расположены определенным образом: они как бы правильно сложены. Стекло, однако, хотя и затвердевает, удерживает беспорядочное молекулярное сложение жидкости. Стекловатая порода фактически является сильно переохлажденной магматической жидкостью.

Стекло менее плотно, чем соответствующее кристаллическое вещество, потому что его молекулы собраны не так правильно и тесно, как у кристаллов. Например, $16,39 \text{ см}^3$ кристаллического кремнезема (кварц) весит $42,25 \text{ г}$, а тот же объем стекловатого кремнезема (сплавленного кварца) — только $36,40 \text{ г}$. Из этого следует, что под большим давлением кристаллическое вещество скорее будет образовываться, чем стекло, потому что кристаллическое состояние представляет наибольшую экономию места при соответствующих условиях. Напротив, стекло легче образуется из магмы в условиях низкого давления. Магмы, которые кристаллизовались под большой нагрузкой лежащих над ними пород на значительных глубинах в земной коре, образуют поэтому полнокристаллические породы, тогда как в застывших магмах, изверженных на поверхность, обычно присутствует стекло.

Кристаллизация однокомпонентной магмы. Магмы состоят обычно из многих компонентов, из которых некоторые сильно преобладают над другими. Следовательно, наибольшее число изверженных пород является многокомпонентными; они состоят из трех, четырех или пяти главных минералов с некоторым числом второстепенных. Известны изверженные породы, состоящие только из двух главных компонентов, но они не часты, и, без сомнения, однокомпонентные породы встречаются исключительно редко.

При изучении затвердевания магм мы должны брать их в порядке увеличивающейся сложности, начиная с магмы, содержащей только один компонент. Практически это делается тем же самым образом, как изучение вопроса кристаллизации одного чистого минерала.

Породообразующим минералом, который был исследован таким путем, является авгит¹. Кристаллизация авгита показана диаграммой (рис. 27), в которой абсцисса представляет *силу самопроизвольной кристаллизации*, измеряемой числом кристаллов, появляющихся в единицу времени, а ордината выражает температуру ниже точки затвердевания.

Согласно Тамману, кривая *A* выражает ход кристаллизации. Кристаллизация начинается в точке затвердевания, но ско-

¹ Doelter. Phys. Chem. Min., 1905, pp. 111 — 112.

рость ее сначала крайне мала. Между 30° и 55° ниже точки затвердевания число центров кристаллизации сильно увеличивается, достигая максимума при 55° , и после начинает быстро уменьшаться до тех пор, пока кристаллизация не приостановится при температуре в 120° ниже точки затвердевания.

Это поясняет явление *переохлаждения* или *пересыщения*, т. е. то, что главный момент кристаллизации бывает не в точке затвердевания, а несколько ниже ее. Температурное поле, в котором происходит зарождение кристаллов, называется *метастабильным*, а то, в котором степень кристаллизации делается быстрой, именуется *лабильным*. Однако, по Оствальду (Ostwald) и Майерсу (Miers), кривая *В* лучше представляет ход кристаллизации. Их взгляды основаны на исследовании водных растворов солей и применены к породообразующим минералам. Назван-

ные исследователи думают, что никакой кристаллизации не происходит в точке затвердевания, если в растворе не имеется прививки кристаллов растворенного вещества; и если даже раствор предохранить от заражения, при достижении им лабильной зоны появляется громадное число кристаллов. На-

блюдения петрологов более соответствуют взглядам Таммана и Дельтера, чем точке зрения Оствальда и Майерса.

Зернистость изверженных пород. Вышеизложенное приводит к объяснению разнообразия величины зерен в изверженных породах. Если охлаждение магмы длилось продолжительное время внутри метастабильной зоны кристаллизации, то образуется небольшое число центров кристаллизации, и здесь кристаллы растут до большой величины. Если охлаждение идет очень медленно, то магма может полностью выкристаллизоваться прежде, чем она достигнет лабильной зоны. Следовательно, медленное охлаждение ведет к грубозернистости. С другой стороны, если охлаждение идет достаточно скоро, то метастабильная зона быстро минует и большая часть кристаллизации совершается в лабильной зоне. Образуется большее количество кристаллов, и в результате получается мелкозернистая порода.

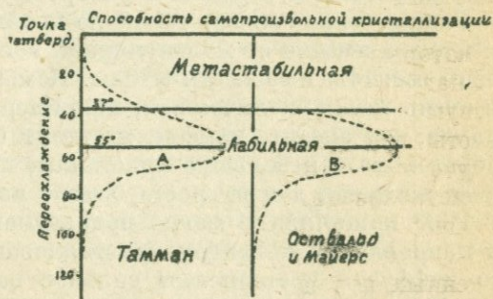


Рис. 27. Кривые, поясняющие переохлаждение авгита. См. текст, стр. 60. Взято у Харпера «Natural History of Igneous Rocks», 1909.

При кристаллизации освобождается тепло, которое еще больше удлиняет период, в течение которого магма находится в состоянии кристаллизации.

В магмах, состоящих из различных компонентов, особые свойства каждого компонента изменяются, благодаря присутствию других, а также происходит изменение силы самопроизвольной кристаллизации среди них.

Согласно Тамману, скорость кристаллизации какого-нибудь компонента увеличивается в присутствии других веществ. Следовательно, многокомпонентная магма, при прочих равных условиях, должна бы быть более мелкозернистой, чем магма менее сложного состава. Из габбро и анортозита, например, которые являются породами сравнимыми по их химическому составу, более сложный тип габбро обычно более мелкозернист, чем анортозит, который состоит преимущественно из лабрадора.

Размер зерна зависит также по крайней мере еще от двух моментов, а именно от молекулярной концентрации присутствующего вещества и вязкости магмы. Компоненты, присутствующие в очень малых количествах, например, молекулы таких минералов, как апатит, циркон, магнетит и др., имеют склонность образовывать небольшие кристаллы, потому что соответствующий материал для их роста быстро израсходуется.

Рост кристалла в магме подразумевает диффузию молекул в направлении к центру кристаллизации. Если магма вязкая, то диффузия претерпевает сильное пассивное сопротивление. Следовательно, ход кристаллизации замедляется вязкостью, и при прочих равных условиях наиболее вязкая магма дает более мелкозернистые породы. Риолитовые и фельзитовые магмы являются более вязкими, чем базальтовые магмы, как это можно заключить из соответствующих им способов извержения и течения (см. стр. 22). Вследствие этого риолиты и фельзиты обладают гораздо большей мелкозернистостью, чем базальты, изверженные при тех же самых условиях.

Те обстоятельства или условия, вследствие которых понижается вязкость магмы, тем самым способствуют росту кристаллов. Присутствие воды, других жидкостей и газов в магматическом растворе сильно повышает его жидкое состояние, и кристаллы растут до более крупных размеров в магмах, богатых этими компонентами, чем в «сухих» магмах. Образование пегматитов (стр. 159) с их гигантскими кристаллами непосредственно зависит от высокой концентрации летучих веществ в магматических остатках.

Образование стекла. Возвращаясь к кривой; рис. 27А, легко видеть, что если охлаждение было очень быстрым, магма прошла метастабильную и лабильную зоны с незначительной

раскристаллизацией или даже без нее. При температуре несколько ниже точки затвердевания процесс кристаллизации может приостановиться, и жидкость при этих условиях затвердевает в виде стекла; в случае авгита процесс затвердевания происходит на 120° ниже точки затвердевания. Молекулярное состояние затвердевшего вещества остается неизменным и поэтому обладает теми же самыми свойствами, что и жидкость. Вследствие этого стекло можно рассматривать как чрезвычайно вязкую переохлажденную жидкость. Если кристаллизация происходит недалеко от нижней температурной границы, то неизрасходованный остаток жидкости затвердевает как стекло, которое образует основную массу для кристаллов.

Мелкозернистость и присутствие стекла в изверженной породе являются, таким образом, указателями быстрого охлаждения. Поэтому эти черты свойственны краям интрузивных изверженных масс, где магма соприкасается с холодной породой. Они особенно обычны в лавах, которые быстро охлаждаются при соприкосновении с атмосферным воздухом или водой. Так как вязкость замедляет кристаллизацию, то такие вязкие лавы, как риолитовые, чаще дают стекловатые породы, чем более подвижные магмы, из которых образуются базальты. Поэтому обсидианы и пехштейны, стекловатые образования кислых магм, встречаются гораздо чаще, чем тахилиты и стекловатые формы базальта.

Кристаллизация бинарных магм. Кристаллизация двухкомпонентных магм легко понятна, если вспомнить основной принцип, что специфические свойства каждого компонента изменяются в присутствии другого. Наиболее важным является факт, что точка затвердевания понижается. Этот факт иллюстрируется явлением затвердевания таких смесей, как лед и соль. Вода замерзает при 0°C ; жидкая соль затвердевает около 800°C ; но смесь льда и соли в определенных пропорциях замерзает при -22°C . Лавы Везувия представляют петрографический пример этого свойства. В этих породах авгит находится часто в виде включений в лейците и поэтому представляет минерал более ранней кристаллизации. Точка затвердевания авгита лавы Везувия может быть принята в 1220°C . Следовательно, лейцит должен кристаллизоваться при температуре несколько ниже, чем 1220°C , но так как сам лейцит затвердевает при 1420° , то присутствие авгита (и других компонентов) понижает температуру его кристаллизации по крайней мере на 200° .

Кристаллизацию магмы, состоящей из двух независимых компонентов, можно иллюстрировать диаграммой температуры и состава (рис. 28), в которой абсцисса выражает состав, а ордината температуру. Как пример, можно взять магму, состоящую

из смеси минералов A (точка затвердевания T_A°) и B (точка затвердевания T_B°). Магма, состоящая целиком из A , кристаллизуется в T_B° , и ее точка затвердевания представлена точкой P на диаграмме. Подобным же образом, магма, состоящая исключительно из B , кристаллизуется в T_B° , точка затвердевания представлена точкой R . Прибавление 10% B к A магме дает магму состава $A_{90}B_{10}$, причем происходит некоторое понижение температуры точки затвердевания, которая теперь выражена точкой P_1 . Прибавление 20% B производит дальней-

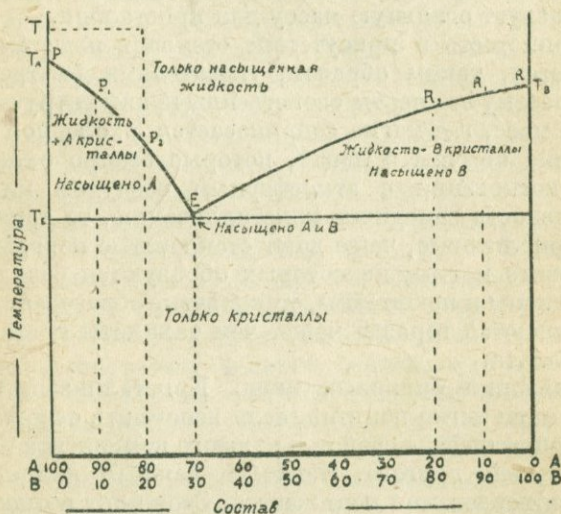


Рис. 28. Диаграмма температуры и состава, поясняющая образование эвтектик и пр. (текст, стр. 63).

шее понижение точки затвердевания до P_2 и т. д. Подобное же понижение точки затвердевания произойдет в B магме вследствие прибавления A и может быть выражено точками R_1 , R_2 и пр. Соединяя эти точки, мы получим кривые PE и RE , встречающиеся в точке E . Они представляют точки затвердевания возможных смесей A и B .

Некоторая точка на диаграмме, например X , указывает определенное состояние магмы по отношению к температуре и составу. Какое-нибудь изменение условий может быть изображено перемещением точки. Таким образом горизонтальное перемещение обозначает изменение состава при постоянной температуре. Вертикальное перемещение выражает изменение тем-

пературы при постоянном составе. Диагональное перемещение обозначает изменение и температуры, и состава.

Кривые PE и RE могут рассматриваться, как кривые насыщения. Магмы, представленные точками, которые лежат выше кривых, будут ненасыщенными. Точки, лежащие на кривой PE , служат указанием насыщения магмы компонентом A и точки на кривой RE — на насыщение магмы компонентом B . Точка E выражает насыщение магмы обоими компонентами A и B .

Пусть продолжается кристаллизация магмы состава $A_{80}B_{20}$ при температуре, положим, T° . Это выразится на диаграмме точкой X . Так как температура падает без изменения состава магмы, то указательная точка X двигается вертикально по направлению вниз до тех пор, пока не достигнет точки P_2 . В точке P_2 магма насыщена компонентом A , который в дальнейшем начинает кристаллизоваться. При этом происходит выделение компонента A из магмы, и последняя обогащается компонентом B , вследствие чего точка затвердевания падает вдоль кривой PE . Так как фигуративная точка опускается вниз по кривой, то такое диагональное движение обозначает падение температуры одновременно с изменением состава магмы до тех пор, пока не будет достигнута точка E . В этой точке магма становится насыщенной компонентом B ; после этого A и B выделяются совместно при постоянной температуре до тех пор, пока магма не будет израсходована. Это происходит при температуре T_e и магматическом составе $A_{70}B_{30}$.

В магмах, имеющих содержание B больше 30%, сначала будет выделяться B и фигуративная точка будет двигаться вниз вдоль кривой RE до тех пор, пока не достигнет точки E , и тогда A начинает также кристаллизоваться.

Таким образом, процесс кристаллизации бинарной магмы происходит в три стадии: 1) охлаждение магмы до кристаллизации; 2) кристаллизация компонента, который находится в избытке против некоторых постоянных соотношений (в вышеизложенном случае $A_{70}B_{30}$), с падением температуры; 3) одновременная кристаллизация обоих компонентов при постоянной температуре.

Эвтектики. Постоянное отношение, при котором два компонента кристаллизуются одновременно, называется *эвтектикой*. Прорастание двух минералов обычно образует особую письменную, или *графическую* структуру, в которой компонент, присутствующий в меньшем количестве, врастает в другой в виде отдельных включений, часто напоминающих своей формой клинообразные письма (рис. 29) и обладающих одной и той же оптической ориентировкой на значительных участках.

Обратное положение не всегда справедливо; не все графические структуры имеют эвтектическое происхождение.

Минерал, который присутствует в избытке против эвтектического отношения, образует часто несколько большие кристаллы, расположенные в мелкозернистой основной массе постоянного (эвтектического) состава.

Фохт (Vogt) дал следующие эвтектические отношения для некоторых пар породообразующих минералов:

Ортоклаз : кварц	= 72,5 : 27,5
Ортоклаз : альбит	= 42 : 58
Анортит : оливин	= 70 : 30
Диопсид : энстатит	= 45 : 55

Эвтектическое прораствание ортоклаза и кварца образует хорошо известную породу — *письменный гранит* (рис. 29); если

это заметно только микроскопически, то называется *микронегматитом*. *Пертит* и *микрпертит* являются соответствующими терминами для грубозернистых и мелкозернистых прорастваний ортоклаза и альбита.

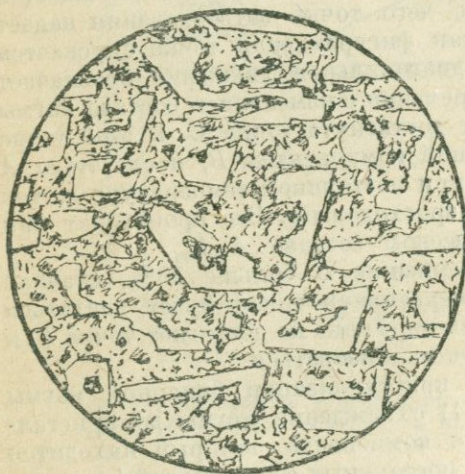


Рис. 29. Письменный гранит. Видно эвтектическое взаимное прораствание между кварцем (чистые участки) и ортоклазом (заштрихованные участки). Увел. 4 (см. стр. 65).

У магм с тремя независимыми компонентами кристаллизация протекает еще более сложно, но идет тем же самым путем, что и двухкомпонентные растворы. Компонент, которым прежде других насыщается магма, с падением температуры кристаллизуется первым.

Когда второй компонент достигает точки насыщения, тогда образуется двойная эвтектика и происходит дальнейшее падение температуры. Наконец, все три компонента кристаллизуются одновременно при постоянной температуре, образуя *тройную эвтектику* (рис. 32). Примером этого в породах является взаимное прораствание кварца, ортоклаза и альбита.

Изложенное выше должно рассматриваться как идеальный случай. В действительных магмах имеются различные нарушающие факторы, как переохлаждение, давление, присутствие летучих компонентов, и сверх всего, большое количество смешанных кристаллов (см. следующую часть). Эти факторы могут ограничивать или препятствовать образованию эвтектик.

Смешанные кристаллы. При рассмотрении кристаллизации двойной магмы было предположено, что компоненты имеют неизменный состав и независимы один от другого. Но большинство пирогенных минералов не обладает таким характером; они состоят из двух или более компонентов, которые в твердом состоянии являются изоморфными и представляют смесь в различных соотношениях, образуя однородные кристаллы. Плагиноклазы и пироксены представляют особенно хорошие примеры этого типа кристаллов и их образование из магмы идет совершенно другими путями, чем образование компонентов постоянного состава.

Кристаллизация плагиноклазов из бинарной массы, состоящей из изоморфных альбитовых и анортитовых молекул, представляет идеальный пример образования смешанного кристалла. Процесс может быть выражен посредством

диаграммы температуры и состава (рис. 30). В смешанных кристаллах имеется только одна кривая точек затвердевания (вместо двух, как в случае не смешивающихся компонентов), которая называется кривой жидкого состояния — *ликвидус* (liquidus) (*AECB*, рис. 30). Кроме того, кривая точек плавления, или *солидус* (solidus) (*AEDB*), не совпадает с кривой затвердевания. Смешанный кристалл не расплавляется до определенной температуры, и расплавление имеет место в интервале, который ограничен кривыми *solidus* и *liquidus*. При температуре в 1400°C единственная жидкость, которая может существовать, имеет состав *C* ($\text{Ab}_{65}\text{An}_{35}$) и единственное твердое тело, которое может существовать, имеет состав *D*. Другими словами, при данной температуре только кристаллы состава *D* находятся в равновесии с жидкостью *C*. Из этого следует, что в плагин-

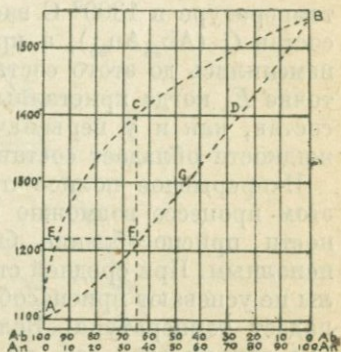


Рис. 30. Кристаллизация плагиноклаза. Диаграмма температуры и состава, иллюстрирующая кристаллизацию смесей альбита и анортита (текст, стр. 67).

клазовой магме кристаллы, образованные при любой температуре, много богаче анортитовой молекулой, чем жидкость, с которой они находятся в равновесии.

Пусть магматическая смесь состава C охлаждается до $1400^{\circ}C$. При этой температуре начинают образовываться кристаллы состава D . Так как температура продолжает падать, то жидкость обогащается альбитом, вследствие выделения богатых анортитом кристаллов. Если охлаждение медленное, то между кристаллами и жидкостью постоянно поддерживается равновесие, кристаллы непрерывно соответственно с температурой меняют состав, путем реакции с жидкостью. Например, при температуре в $1300^{\circ}C$ вновь образующиеся кристаллы имеют состав G ($Ab_{45}An_{55}$), а кристаллы более раннего образования изменились до этого состава. Кристаллизация прекращается в точке E , когда кристаллы имеют состав F , т. е. тот же самый состав, как и у первоначальной жидкости. Последняя капля жидкости обладает составом $E(Ab_{95}An_5)$.

Непрерывное полное приспособление состава кристаллов в этом процессе возможно только теоретически. В действительности приспособление бывает обыкновенно более или менее неполным. При средней степени быстроты охлаждения кристаллы не успевают приспособляться с такой же скоростью, с какой падает температура. Вследствие этого происходит образование вокруг ядра зон, из которых каждая имеет состав, соответствующий температуре ее образования и жидкости, с которой она была в равновесии. Таким образом происходит хорошо известная зональная структура плагиоклазовых кристаллов. Так как при этих условиях обратно в жидкость переходит меньше анортитовой молекулы, то из этого следует, что жидкость в конце кристаллизации богаче альбитовой молекулой, чем в случае медленного охлаждения. Таким образом зональность сильно раздвигает пределы изменения как жидкости, так и кристаллов. Ядра кристаллов богаче анортитом, и наблюдается прогрессивное обогащение альбитом в направлении к наружной стороне кристалла. Валовой состав, конечно, будет тот же, что и у первоначальной жидкости.

Кристаллизация тройной магмы. Кристаллизацию трехкомпонентной магмы можно представить посредством треугольной диаграммы. Смесь трех веществ можно изобразить точкой внутри равностороннего треугольника так, что расстояния от точки до трех сторон будут пропорциональны количествам трех компонентов. Таким образом в треугольнике ABC (рис. 31), 100% A представлено точкой A , 100% B точкой B и 100% C точкой C , т. е. однокомпонентные магмы выражены углами треугольника. Двухкомпонентные магмы представлены точками

вдоль сторон. Таким образом смеси A и B , B и C , C и A находятся соответственно по сторонам AB , BC и CA . Смесь трех компонентов изображена точкой внутри треугольника.

Разделим каждую сторону на 100 частей, и пусть количества компонентов A , B и C будут выражены соответственно a , b , c процентами. Тогда $a + b + c = 100$. Находим точку, представляющую этот состав, расстояние $BG = c$ отложено от B , и

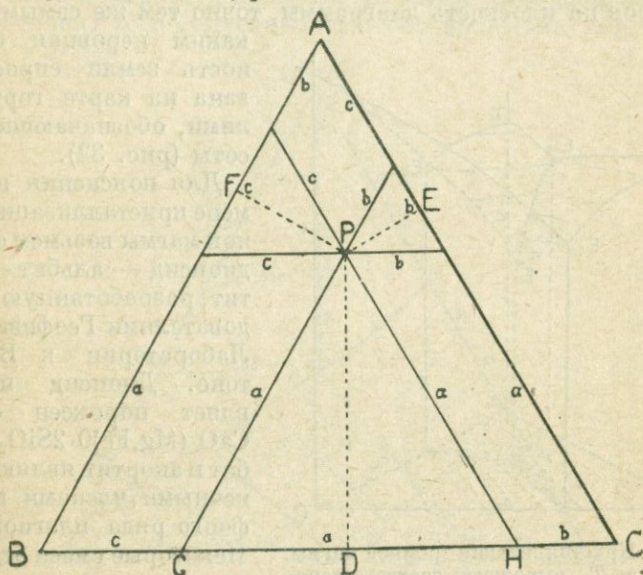


Рис. 31. Построение треугольных координат (текст, стр. 68).

линия GP проведена из G параллельно AB . Расстояние $GP = a$, и теперь оно откладывается от G вдоль линии GP . Точка P является теперь искомой¹.

Движение точки P будет выражать возможное изменение состава магмы. Движение по направлению к A , B и C обозначает соответственное увеличение относительных количеств этих компонентов и наоборот.

Для выражения температуры служат ординаты, которые должны быть перпендикулярны к плоскости треугольника. Некоторая точка ординаты указывает температуру, при которой

¹ Докажем, что расстояния точки P от BC , AC и AB соответственно пропорциональны a , b и c , отмеряем $CH = b$ от C вдоль CB . Тогда $GH = A$. Перпендикуляр PD тогда $= a \sqrt{\frac{3}{2}}$; подобным же образом $PE = b \sqrt{\frac{3}{2}}$ и $PF = c \sqrt{\frac{3}{2}}$.

магма данного состава насыщена кристаллизующимся первым компонентом. Таким образом ордината в точке *A* указывает температуру, при которой начинает кристаллизоваться чистое вещество *A*. Подобным же образом обстоит дело с *B* и *C* (рис. 32). Если это сделать для всех точек диаграммы, то будет получен ряд *температурных поверхностей*. Наиболее удобным способом изображения этих поверхностей является проектирование их контуров на плоскость диаграммы, точно тем же самым путем,

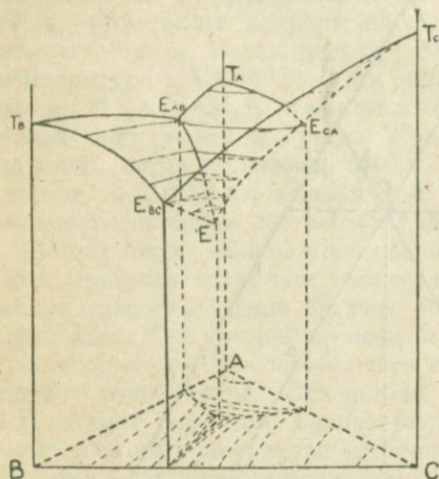


Рис. 32. Кристаллизация тройной магмы. T_A , T_B и T_C выражают соответственно точки затвердевания чистого вещества *A*, *B* и *C*; E_{AB} , E_{BC} и E_{CA} представляют двойные эвтектические точки для соответственных пар, которые были указаны; E является тройной эвтектической точкой для трех компонентов. Показаны поверхности затвердевания, а изотермы спроектированы на треугольник, лежащий в основании.

каким неровная поверхность земли спроектирована на карте горизонталями, обозначающими высоты (рис. 32). Треугольник разделен кривыми линиями на два поля, из которых каждое прорезано температурными линиями или изотермами. Диопсид кристаллизуется первым из магм, состав и температуры которых выражены точками в верхнем поле.

Пусть идет кристаллизация магмы состава *F*, состоящей из

каким неровная поверхность земли спроектирована на карте горизонталями, обозначающими высоты (рис. 32).

Для пояснения на примере кристаллизации тройной магмы возьмем систему диопсид — альбит — анортит, разработанную исследователями Геофизической Лаборатории в Вашингтоне. Диопсид представляет пироксен состава $\text{CaO} \cdot (\text{Mg, Fe}) 0.2 \text{SiO}_2$. Альбит и анортит являются конечными членами изоморфного ряда плагиоклазов. Некоторые смеси этих трех компонентов очень близки по составу к магмам, из которых образуются долериты и базальты.

Каждая точка в диаграмме представляет кристаллизацию этой системы (рис. 33)¹ и отвечает определенному составу и опре-

¹ N. L. Bowen. The Later Stages of the Evolution of the Igneous Rocks. Journ. Geol., 23 Supplement, 1915, pp. 33 — 39.

50% диопсида, 25% альбита и 25% анортита. Точка *F*, изображающая этот состав, лежит на середине перпендикуляра, опущенного из диопсидового угла и разделяющего пополам основание треугольника. Точка *F* выражает также температуру в 1275°, при которой начинается кристаллизация, и так как точка находится в поле диопсида, то он и начинает при этой температуре кристаллизоваться первым. Вследствие выделения диопсида, жидкость обогащается альбитом и анортитом, и поэтому точка *F* будет опускаться вниз по перпендикуляру до тех

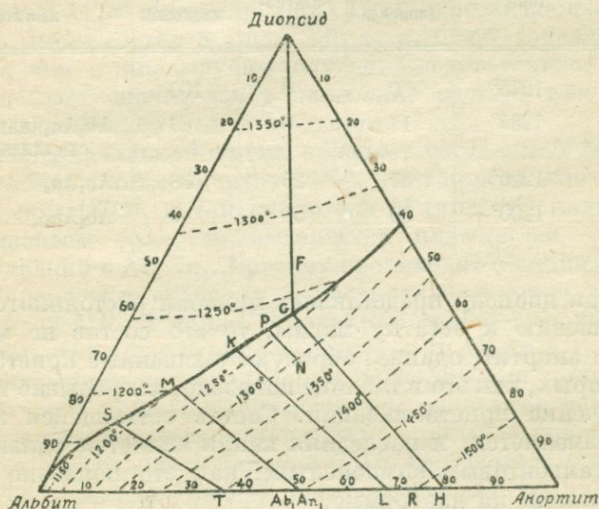


Рис. 33. Кристаллизация тройной системы диопсид, альбит, анортит (см. текст, стр. 70).

пор, пока не достигнет границы плагиоклазового поля в точке *G*. В этой точке состав магмы представлен 17% диопсидовых кристаллов и 83% жидкости (см. помещенную на стр. 72 таблицу). Выделяющиеся плагиоклазовые кристаллы в этой точке имеют приблизительно состав Ab_1An_4 , выраженный точкой *H* (т. е. много богаче анортитом, чем жидкость, см. предыдущую часть). При выделении из жидкости и диопсида, и плагиоклаза, богатого анортитом, происходит изменение состава, указанное последовательным движением точки вдоль кривой к *P*, *K* и *M*, остающаяся жидкость обогащена альбитовым компонентом. Если охлаждение происходит достаточно медленно, то благодаря этому происходит непрерывное соответствующее восстановление равновесия, и в точке *P* выделяется плагиоклаз со-

става R , а все более ранние плагиоклазовые кристаллы целиком изменяются до этого состава. Подобным же образом в K вновь образующиеся кристаллы и более ранние плагиоклазы обладают составом, представленным только L . Последняя капля жидкости используется в M , и одновременно плагиоклаз приобретает состав Ab_1An_1 . Изменения температуры и состава в различных стадиях показаны в прилагаемой таблице:

Точки	Темп.	Колич. диопсида	Колич. плагио- клаза	Колич. жидкости	Состав плагиоклаза
F	1275°	0	0	100	
G	1235°	17	0	83	Ab_1An_4 (начало кристаллизации)
K	1220°	37	25	38	Ab_1An_2
M	1200°	50	50	0	Ab_1An_1

Так как диопсид представляет минерал постоянного состава по отношению к остатку магмы, то его состав не меняется; альбит и анортит, однако, образуют смешанные кристаллы, состав которых, как это в таблице показано, непрерывно изменяется в течение кристаллизации. Состав остающейся жидкости также изменяется, и последняя капля является сильно обогащенной альбитовым компонентом, как это показано положением точки M на диаграмме.

Следовательно, медленное охлаждение и непрерывное соответствующее восстановление равновесия между кристаллами и жидкостью дают в результате выделение кристаллов диопсида и плагиоклаза в том отношении и того состава, какие отвечают известному составу магмы. При очень быстром охлаждении получается тот же самый конечный продукт. Когда жидкость сильно переохлаждается, кристаллизация происходит быстро в лабильной стадии, образуя 50% диопсида и 50% плагиоклаза с составом Ab_1An_1 .

При средней степени охлаждения та же самая магма дает совершенно другие результаты. Равновесие между кристаллами и жидкостью полностью не достигается и ранние кристаллы богатых анортитом плагиоклазов не изменяются в кристаллы, состав которых соответствует более поздним магматическим стадиям. Наиболее ранние кристаллы обладают составом Ab_1An_4 ; но так как состав жидкости изменяется с обогащением альбитом, то ранние кристаллы покрываются зоной состава, соответ-

ствующего каждой стадии. Вследствие этого получается хорошо известная зональная структура. При этом состав остающейся жидкости изменяется крайне сильно, так как извлечение анортитовых молекул происходит постоянно. Результат получается точно такой же, как если бы образующиеся в каждой стадии плагиоклазовые кристаллы удалялись из жидкости и последняя начинала бы кристаллизоваться снова. Таким образом, жидкость состава K кристаллизуется независимо от прежде образованных плагиоклазов и делается целиком кристаллической при 1178° вместо прежних 1200° , и остающаяся в конце жидкость имеет состав S (рис. 33), т. е. будет гораздо богаче альбитом, чем в предыдущем случае. Следовательно, зональность вызывает значительное изменение состава как плагиоклазовых кристаллов, так и жидкости.

Если первоначальная магма обладает составом N (диопсида 30%, альбита 35%, анортита 35%), то кристаллизация начинается при 1302° , и так как точка N (рис. 33) находится в плагиоклазовом поле, то выделяется плагиоклаз, имеющий состав, близкий к Ab_1An_4 . Поэтому происходит обогащение жидкости диопсидом и альбитом, и фигуративная точка двигается вдоль кривой NP . В точке P начинает кристаллизоваться диопсид, а полевошпат приобретает состав $R(Ab_1An_3)$. С дальнейшим охлаждением кристаллизация продолжается таким же образом, как и в вышеописанном случае; последняя капля жидкости будет израсходована при 1200° , и полевошпат целиком принимает состав, очень близкий к Ab_1An_1 . Кристаллизующаяся масса содержит теперь 70% плагиоклаза (Ab_1An_1) и 30% диопсида.

Вследствие присутствия ряда смешанных кристаллов в этом процессе не проявляется одновременной кристаллизации компонентов при постоянном составе и постоянной температуре, т. е. не образуется эвтектика в строгом смысле этого слова. Во время кристаллизации имеется непрерывное изменение температуры и состава.

Кристаллизация других тройных систем. В предыдущем отделе показано, что последовательное полное восстановление равновесия между кристаллами и жидкостью происходит при медленном охлаждении, в результате образуется порода, минералы которой по своему количеству и составу точно соответствуют известному составу магмы. Если, однако, равновесие нарушено, наблюдается расширение пределов ряда минералов изменяющегося состава и в некоторых системах увеличение числа минералов, образующихся из расплава. Один из способов, каким достигается задержка в восстановлении равновесия, представляет зональность раньше образующихся кристал-

лов, как это объяснено выше; при этом образуется оболочка, которая не реагирует с жидкостью при данных условиях. Петрологи знают еще два других условия, при которых не происходит соответствующее восстановление равновесия: удаление раньше образующихся кристаллов из жидкости, в которой они образовались путем погружения их под влиянием тяжести, и фильтрование, выжимание или очищение жидкости от кристаллов. Громадное большинство раньше образующихся кристаллов являются более тяжелыми, чем магма, и поэтому происходит их опускание вниз, при чем количество опускающихся кристаллов зависит от их веса, формы и вязкости жидкости. Боуэн показал, что оливиновые кристаллы опускаются в лабораторных расплавах¹; были описаны многочисленные случаи накопления оливина и других тяжелых минералов в направлении оснований изверженных пород². Если орогенические движения сжимают магму во время ее кристаллизации, то возможно, что от кристаллов в разные стадии может отделяться жидкость меняющегося состава и таким образом нарушать отношения равновесия.

Другое положение, вытекающее из изучения диопсидо-плагноклазовой системы и других систем, включающих в себя смешанные кристаллы, заключается в том, что наиболее ранние выделения в ряду смешанных кристаллов обогащены компонентом, который обладает наивысшей точкой плавления; поэтому остаточная жидкость и поздние кристаллы обогащены менее тугоплавким компонентом. Помещенная на стр. 75 таблица поясняет эту точку зрения на сериях обычных смешанных кристаллов изверженных пород. Это подтверждается и теми наблюдениями, что отношение $MgO : FeO$ в оливине или пироксене возрастает пропорционально соотношению оливина и пироксена в породе.

Оливины и пироксены в габбро являются менее богатыми MgO по отношению к FeO , чем оливины и пироксены перидотитов. Это происходит потому, что большинство перидотитов обязано выделению (и вероятно переплавлению) раньше образовавшихся и поэтому богатых Mg оливиновых кристаллов из менее основных магм³. Подобным же образом плагноклазы анор-

¹ Amer. Journ. Sci., 39, 1915, p. 175.

² J. V. Lewis. Palisade diabase. Ann. Rep. State Geologist of N. Y., 1907, p. 131; G. W. Tyrrell. Lugar sill. Q. J. G. S., LXXII, pt. 2, 1917, pp. 84 — 131.

³ J. H. L. Vogt. The Physical Chemistry of the Magmatic Differentiation of Igneous Rocks. Videnskaps Skr., I, Math.-Nat. Kl., Kristiania, № 15, 1924, pp. 9 — 53.

тозитов (изверженные породы, богатые плагиоклазом) богаче анортитовым компонентом, чем плагиоклазы габбро.

Серии смешанных кристаллов	Ранние кристаллы, обогащенные в:	Остаточная жидкость и поздние кристаллы, обогащенные в:
Оливин $2\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2 - 2\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$	Mg-компонент	Fe-компонент
Ромбическ. пироксены $\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2 - \text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$	Mg-компонент	Fe-компонент
Моноклинн. пироксены $\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2 - \text{CaO} \cdot \text{FeO} \cdot 2\text{SiO}_2$ (с молекулами, включающие в себя Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , Na_2O и пр.).	Mg-компонент	Fe-компонент и компоненты с Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , Na_2O и др. Также некоторое обогащение в извести
Плагиоклазы (альбит — анортит)	An-компонент	Ab-компонент

Другими тройными системами, которые были подробно исследованы, являются оливин — диопсид — кремнезем и оливин — анортит — кремнезем. По валовому составу смеси этих компонентов отвечают таким обычным магматическим типам, как габбро, диорит, долерит и базальт. Если охлаждение происходит медленно, то ранние кристаллы частично или целиком резорбированы, давая в результате более или менее однообразную породу с небольшим колебанием состава. Если, однако, такие ранние кристаллы, как оливин или пироксены оседают на дно жидкости, или жидкость выжимается, или выделяющиеся в первую стадию пироксены или плагиоклазы зональны, то пределы изменений состава жидкости очень расширяются, и в результате могут образоваться минералы, обладающие составом, очень отличающимся от состава более ранних минералов. Ранняя кристаллизация минералов, которые помещены в левой колонке нижеприводимой таблицы (стр. 76), вызывает внутри остаточной жидкости концентрацию веществ, помещенных в правой колонке.

Выделение в виде особого тела и накопление ранних кристаллов может образовать в этом случае габброподобную породу. С другой стороны, остаточная жидкость может давать путем кристаллизации гранитовый или гранодиоритовый тип породы, богатой свободной кремнекислотой. Таким образом получается возможность широкого разнообразия пород, образующихся из той же самой первоначальной магмы, которое

зависит от отделения тем или другим способом ранних кристаллов от остаточной жидкости. Это представляет из себя явление дифференциации (глава VIII). Так, внешние условия, например медленное охлаждение и отсутствие нарушения хода процесса, благоприятствующие непрерывному восстановлению равновесия и растворения раньше образовавшихся кристаллов, дают однообразные средние породы с небольшим пределом изменения состава. С другой стороны, при средней быстроте охлаждения или нарушении равновесия различными процессами, мешающими или предотвращающими растворение ранних кристаллов, в результате их действий из обычной первоначальной магмы образуются довольно разнообразные типы изверженных пород.

Ранние кристаллы	Остаточная жидкость
Богатый Mg оливин	Богатые железом оливин и кремнезем
Богатые Mg пироксены	Богатые железом и известью (диопсидовые) пироксены и кремнезем
Богатый An плагиоклаз	Богатые натром плагиоклаз и кремнезем

Реакционные соотношения (reaction relation)¹. Раз возникший минерал, образованный как часть эвтектической системы в магме, не участвует больше в равновесии. Его состав не может в дальнейшем быть изменен. Магматически это обозначает «смерть». С другой стороны, минерал из ряда смешанных кристаллов находится в непрерывном взаимодействии с жидкостью, из которой выкристаллизовался, и его состав непрерывно изменяется.

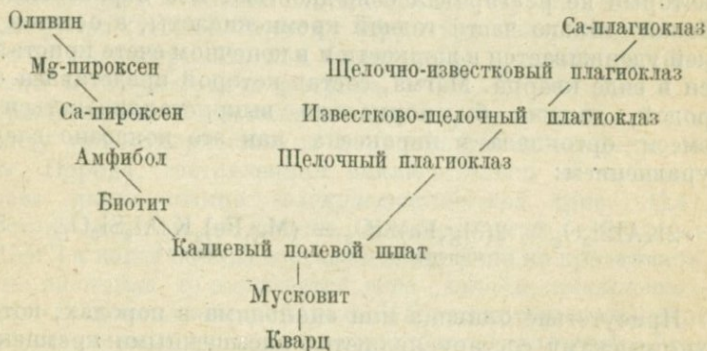
Плагиоклазы, как указано на рис. 30 и в сопровождающем его тексте, представляют идеальный ряд смешанных кристаллов. По их магматическим отношениям, Боуэн предлагает называть такие ряды *непрерывными реакционными рядами*.

Встречается также и другой тип реакционных отношений в магмах, в которых раньше кристаллизующийся минерал реагирует при определенной температуре с жидкостью, и таким путем образуется минерал другого состава. Например, в системе $MgO - SiO_2$ из смесей соответственного состава обра-

¹ N. L. Bowen. The Reaction Relation in Petrogenesis. Journ. Geol., 30, 1922, pp. 177 — 198.

зается оливин, как минерал первого выделения, но с падением температуры оливин начинает реагировать с жидкостью и образуется пироксен (клиноэнстатит). Два минерала, связанные такого рода реакциями, называются *реакционной парой*. Реакционное отношение того же самого характера может существовать между тремя и более минералами, которые, образуясь в определенном порядке последовательности, представляют *прерывные реакционные серии*. Минералы, которые связаны таким отношением, обладают *инконгруэнтным плавлением* (точкой плавления), т. е. не имеют определенной собственной точки плавления, но при нагревании переходят в другие минералы + жидкость. Таким образом ортоклаз переходит при 1170° в лейцит + жидкость и клиноэнстатит переходит подобным же образом в оливин и жидкость.

Каждый минерал прерывной реакционной серии может сам быть членом непрерывной реакционной серии, и оба рода реакционных серий могут совместно существовать внутри одной и той же магмы. Реакционные ряды, как думают, представлены в обычных типах изверженных пород, при чем обыкновенный базальт принимают за начальную магму; они могут быть представлены в виде следующей схемы ¹:

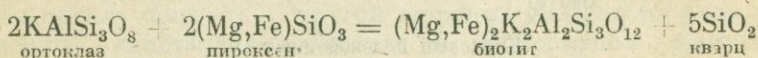


В этом порядке предполагается, что каждый минерал реагирует с магматической жидкостью, в результате чего образуется минерал, стоящий ниже его. Левая ветвь представляет прерывную реакционную серию цветных минералов, а правая ветвь непрерывную реакционную серию плагноклазов. Эти ветви сходятся, замыкаются и, наконец, переходят в одну прерывную серию, конечным продуктом которой является кварц.

Если реакция между реакционной парой задержана или

¹ N. L. Bowen. Op. cit.

предотвращена, то некоторые составные части, которые в противном случае вовсе бы не образовались, удерживаясь в жидкости, могут появиться как минералы в позднюю магматическую стадию. Так, в вышеописанной системе $MgO - SiO_2$ частичная задержка реакции между оливином и жидкостью вызывает обогащение жидкости кремнекислотой, и конечный продукт кристаллизации может быть смесью оливина, пироксена и кварца ¹. В этом случае кварц называется *освобожденным минералом* (released mineral) и является дополнительным к оливину минералом, который должен бы нормально исчезнуть в результате реакции. Породы, содержащие освобожденные минералы, будут в этом смысле ненормальными потому, что ненасыщенные минералы (как оливин) могут присутствовать вместе с насыщенными или пересыщенными минералами (как кварц) ². Породы, в которых освобожденные или реакционные компоненты являются характерными, были названы *долиоморфными* (Лакруа) ³. Прекрасным примером долиоморфной породы является особый лампрофир из Мадагаскара, состоящий существенно из биотита и кварца с небольшим количеством роговой обманки. Его исключительный состав объясняется значительным количеством биотита ранней кристаллизации, который не реагировал с жидкостью. Его образование потребовало только части годной кремнекислоты, а остаток последней удерживается в жидкости и в конечном счете кристаллизуется в виде кварца. Магма, состав которой представлен этой породой, должна бы нормально выкристаллизоваться в виде смеси ортоклаза и пироксена, как это показано следующим уравнением:



Присутствие оливина или анальцима в породах, которые по химическому составу являются насыщенными кремнекислотой или содержат избыток ее, также представляют пример долиоморфизма.

¹ N. L. Bowen. The Reaction Relation in Petrogenesis. Journ. Geol. 30, 1922, p. 182.

² См. текст, стр. 102.

³ A. Lacroix. La notion de type doliomorphe en lithologie. Comptes Rendus, Paris, t. 177, 1923, pp. 661 — 665.

СТРУКТУРА И МИКРОСТРУКТУРА¹.

Определение и описание. Структура была уже определена (см. стр. 39) как тесные взаимные отношения минеральных компонентов и стекловатого материала в породе, представляющей собой однородный агрегат. Изучение породы лучше всего производить в шлифах под микроскопом. Микроскопическая структура, изучение которой ведется точно таким же путем, обязана нахождению одновременно двух или более типов структурных агрегатов в породе. Структура и текстура играют важное значение, так как эти черты указывают на действовавшие геологические процессы, и их изучение дает ценные указания на физико-химический процесс охлаждения и затвердевания изверженных пород.

Для правильного описания структуры необходимо рассмотреть ее с четырех сторон: 1) степень кристаллизации или *кристалличность*; 2) абсолютные размеры кристаллов, *зернистость*; 3) формы кристаллов, и 4) взаимные отношения кристаллов или кристаллов и стекловатого материала. Два последних фактора иногда объединяются вместе под названием структурного рисунка или узора (*fabric*). Поэтому структуру изверженной породы можно рассматривать как функцию ее кристалличности, зернистости и структурного рисунка.

Кристалличность. Кристалличность определяется отношением между кристаллическим и нераскристаллизованным материалом. Порода, составленная исключительно из кристаллов, носит наименование *голокристаллической* (рис. 34A), когда состоит целиком из стекла, *гологлининовой* — стекловатой (рис. 34C) и когда порода составлена частично из кристаллов, а частично из стекла, то называется *меро-, гино- и гемикристаллической* (полукристаллической, рис. 34B), из которых название мерокристаллическая является, может быть, наилучшим, так как имеет наиболее широкое значение. Голокристаллическая структура характерна для глубинных или плутонических изверженных пород, мерокристаллическая — для пород, которые затвердели на или около поверхности. Глоглининовые или стекловатые типы являются менее всего распространенными, осо-

¹ *Примечание редактора.* Английские термины *texture* и *structure* не совпадают с русскими текстура и структура. Наоборот, структурой мы, так же как и немцы, называем совокупность тех признаков, которые по-английски обозначаются названием *texture*, а наш термин текстура часто соответствует английскому *structure*. В переводе приняты русские термины.

бенно, если присутствие кристаллитов и микролитов (см. ниже) рассматривать как признак, делающий термин «стекловатый» неприемлемым. Они встречаются большею частью как краевые фации магматических тел, но могут находиться в виде лав (обсидиан) или в виде дайк и интрузивных залежей (пехштейн). В

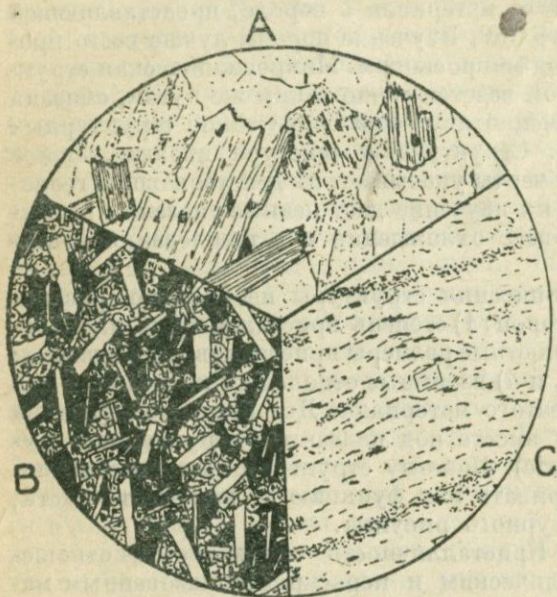


Рис. 34. Степени кристалличности.

А — Голоткристаллическая структура. Биотитовый гранит. Рубислоу (Rubislaw), Абердин (Aberdeen). Виден кварц, ортоклаз, биотит и магнетит. *В* — Микрокристаллическая структура. Толент. Брунтон (Brunton), Нортемберланд (Northumberland). Виден лабрадор (узкие таблички), авгит (зернышки) в основной массе темного стекла. *С* — Голотгалактическая структура. Обсидиан. Липарские острова. Видно бесцветное стекло с многочисленными микролитами, обозначающими флюидальную структуру, и один кристалл калиевого полевого шпата.

какой-нибудь базальтовой дайке можно наблюдать любую фацию; на границах может находиться стекло (тахилит), в центре порода может быть голокристаллической, а в промежуточных частях полукристаллической. Степень охлаждения и вязкости магмы представляют главные факторы, регулирующие кристалличность и влияющие на это, как указано в предыдущей главе (стр. 61). Быстрое охлаждение и сильная вязкость благоприятствуют образованию стекла, тогда как медленное охлаждение и небольшая вязкость способствуют образованию кристаллов.

Начало кристаллизации. Кристал-

литы и микролиты. В большинстве естественных стекол находится громадное число мельчайших телец разнообразной формы, которые представляют из себя зародыши кристаллов (рис. 35). Кристаллиты являются зародышами кристаллов, но еще не оформившихся до полного кристаллического состояния, и поэтому не действуют на поляризованный свет. Тельца микроли-

тов обладают иногда большими размерами, и их можно рассматривать, как мелкие кристаллы, свойства которых можно распознать настолько, что минерал можно определить. Микролиты обыкновенно имеют форму бруска, иглы или образуют кристаллы, которые по внешней форме свойственны их минералогической природе. Кристаллиты обладают более разнообразными формами. *Глобулиты* являются мелкими сферическими каплями или шариками, часто совершенно непрозрачны и тогда, вероятно, состоят из окиси железа. Когда *глобулиты* находятся на одной линии и соприкасаются друг с другом на подобие нитки бус, то такая форма называется *маргарит*. *Лонгулит* представляет из себя цилиндрические брусочки с округленными окончаниями, которые могут быть образованы путем срастания ряда глобулитов. *Трихиты* являются волокнистыми или имеют волосоподобные формы, которые часто выходят из общего центра. *Скопулиты* являются брусочками или иглами, несущими расходящиеся ветви. В некоторых арранных пещштейнах они хорошо представлены и часто переходят в кристаллы, которые можно определить.



Рис. 35. Кристаллиты и микролиты. А — глобулиты; В — маргариты; С — лонгулиты; D — трихиты; E — скопулиты; F — микролиты. Увел. приблизительно в 200 раз.

Расстеклование. Стекла представляют сильно переохлажденные и чрезвычайно вязкие растворы, в которых молекулы или атомные группы не расположены в определенном порядке, как в кристаллах (стр. 59). Так как это состояние не устойчиво, то стекла имеют склонность изменяться в течение времени, образуя, обычно, кристаллы волокнистого вида. Другими словами, стекла находятся в положении как-бы задержанной кристаллизации. Поэтому очень мало известно геологически древних стекол, и они практически не встречаются древнее карбонового возраста. Но так как стекла должны были образовываться и в эти древние периоды, то из этого следует, что они впоследствии перешли в кристаллическое вещество. Переход стекла в кристаллическое вещество называется *расстеклованием*. Современное искусственное стекло расстекловывается в довольно короткий промежуток. Так, недавно было найдено в Дембартоне стекло с 200-летним возрастом, и оказалось, что оно состоит из массы радиальных кристаллических пучков.

Расстеклование является очень медленным процессом при обыкновенной температуре и давлении, но температура, давление и циркулирующие растворы имеют, по всей вероятности, стремление ускорять процесс. Древние стекла были подвержены влиянию температуры и давления, будучи погребены в глубину земной коры, путем сжатия орогеническими движениями или действием интрузий изверженных пород. Известно, что теплота способствует самопроизвольной кристаллизации стекловатого вещества, и так как переход стекла в кристаллы происходит с уменьшением объема, то давление должно также способствовать расстеклованию. Что циркулирующие растворы играют роль в процессе, на это указывает факт присутствия процесса расстеклования в древних стеклах, начинающегося от трещин отдельности перлитовых (см. стр. 98) и других трещин, оставляя ядра неизмененного стекла в центрах затронутых участков.

Расстеклование в естественных стеклах обычно порождает массу мелких кристаллов криптокристаллического характера (стр. 82), образуя фельзитовую структуру (стр. 86) и такие породы известны как фельзиты. Не всегда возможно различить фельзиты, появившиеся благодаря расстеклованию стекла, от фельзитов, образование которых непосредственно зависит от быстрого охлаждения гранитных магм. Присутствие перлитовых трещин, тем не менее, является прекрасным указанием на прежнее стекловатое состояние породы.

Зернистость. Абсолютная величина кристаллов в изверженных породах колеблется от размеров, почти невидимых в микроскоп (напр. микролиты), до кристаллов, измеряемых метрами, как в некоторых пегматитах. Это колебание размеров может выразиться отношением больше, чем $1 : 1.000.000$, но в среднем изверженная порода имеет колебание размеров составляющих минералов, вероятно, около $1 : 1.000$.

Если кристаллы видимы невооруженным глазом или с помощью лупы, то порода будет *фанерокристаллической* или *фанеритовой*. С другой стороны, если отдельные кристаллы не могут быть таким способом различимы, то употребляется термин *афанитовый*. Афанитовыми породами называются микрокристаллические, т. е. отдельные кристаллы различимы только с помощью микроскопа, или они могут быть мерокристаллическими, криптокристаллическими или стекловатыми. Термин *криптокристаллический* употребляется в том случае, когда отдельные кристаллы настолько малы, что их трудно по отдельности отличить даже под микроскопом, и тогда их кристаллический характер распознается только тем, как их находящиеся в беспорядке агрегаты действуют на поляризованный свет. Фанери-

товые породы называются *грубозернистыми*, когда средний кристалл имеет диаметр больше, чем 5 мм, *среднезернистыми*, когда диаметр колеблется от 1 до 5 мм и *мелкозернистыми* с диаметром меньше 1 мм.

Размер кристаллов зависит от степени охлаждения и вязкости магмы так же, как и кристалличность, но в этом случае молекулярная концентрация кристаллизующего вещества в магме является также важным фактором (стр. 62).

Формы кристаллов. Структурный рисунок или узор в породе зависит от форм, относительных размеров и расположения кристаллов. Здесь говорится только о первом из этих факторов. Формы кристаллов описываются со стороны развития их граней, как *эвгедральные* (euhedral), когда кристаллы полностью окружены

гранями (рис. 36B), и как *ангедральные* (anhedral), когда грани у кристаллов отсутствуют (рис. 36A). Термин *субгедральные* (subhedral) употребляется иногда для промежуточной стадии развития граней (рис. 36C). Эвгедральные кристаллы развиваются в условиях кристаллизации в жидкорасплавленной среде или условиях, сравнительно свободных от влияния соседних кристаллов. Напротив, ангедральные кристаллы обладают неправильными формами, потому что их рост задерживался близким соседством

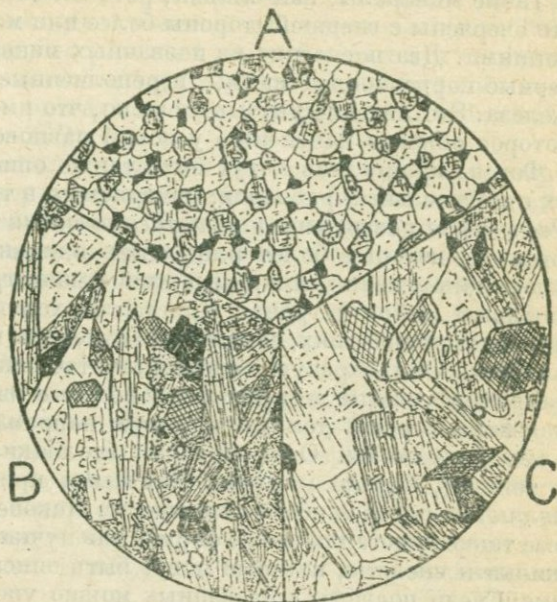


Рис. 36. Голокристаллические структуры.
 А — Аллотриоморфная структура. Микрогаббро (беербахит). Оденвальд. Видны ангедральные кристаллы лабрадорита, пироксена и железной руды.
 В — Панидиоморфно-зернистая структуры. Люгарит. Люгар, Аиршир. Эвгедральные кристаллы баркевикита, лабрадорита, ильменита и апатита в основной массе мутного анальцима.
 С — Гипидиоморфная структура. Сиенит. Дрезден. Эвгедральные кристаллы сфена и роговой обманки; субгедральные ортоклаз и роговая обманка, ангедральный промежуточный кварц.
 Увел. приблизительно в 20 раз.

других кристаллов и они принимали формы тех промежутков, которые оставались между уже выкристаллизовавшимися минералами.

Такие минералы, как оливин, роговая обманка и биотит часто очерчены с внешней стороны более или менее округленными линиями. Два последние из названных минералов часто имеют черные коррозионные каймы, переполненные частичками окиси железа. Это явление указывает на то, что имелось растворение, которое обязано изменению условий равновесия в магме.

Формы кристаллов могут быть также описаны и со стороны их относительных размеров, измеряемых в трех направлениях. *Равномерно* развитыми или *изометричными* кристаллами являются те, которые более или менее одинаково развиты в каждом направлении, например такие многогранные кристаллы, как авгит, лейцит и гранат. Кристаллы, хорошо развитые только в двух направлениях, могут быть отнесены к *табличатым* или *плоским*. Они образуют пластинки, таблички, чешуйки, как, например, слюды и некоторые полевые шпаты. Кристаллы, развитые хорошо только в одном направлении, называются *призматическими*. Они образуют столбики, призмы (толстые и тонкие), бруски и иглы. Обычными примерами этих форм являются роговая обманка и апатит. Наконец, имеются некоторые такие кристаллические формы, как пучки, ключки, лоскутки, жилки и скелеты, которые могут быть описаны как *неправильные*. Среди последних названных можно упомянуть решетчатоподобные скелетные кристаллы ильменита и особенные округлые с втеками формы кварцевых кристаллов в некоторых кварцевых фельзитах и порфирах.

Взаимные отношения кристаллов. Структурный рисунок породы создается не только формами кристаллов, но зависит и от их относительных размеров и взаимного расположения между собой, а также от отношения к стекловатому веществу, которое может присутствовать. Уже при беглом рассмотрении видно, что относительные, а не абсолютные размеры создают тип структуры, так как он сильно не изменяется от увеличения абсолютного размера. Структуры, зависящие от взаимных отношений минералов, могут быть подразделены на: равномернозернистые, неравномернозернистые, ориентированнозернистые и структуры с взаимным проращением; они будут описаны и определены в указанном порядке.

Равномернозернистые структуры. Равномернозернистыми структурами являются те, в которых присутствующие минералы имеют приблизительно одинаковый размер, так что порода имеет равномернозернистый вид как в образце, так и в шлифе. Когда у большинства кристаллов отсутствуют кристаллические

формы, структура будет *аллотриоморфнозернистой* (рис. 36А), как в некоторых аплитах. В гранитах, сиенитах и других типах плутонических пород большинство минералов обладают средне-развитой кристаллической формой, и такая структура называется *гипидиоморфнозернистой* или *гранитной* (рис. 36С). Термин *панидиоморфнозернистый* употребляется для структур, в которых большинство присутствующих компонентов имеют хорошо развитые кристаллические формы, как в некоторых лампрофирах (рис. 36В).

Равномернозернистые структуры встречаются также в микрокристаллических породах гипабиссального (глубинного) и вулканического происхождения. В этих мелкозернистых породах формы зерен обыкновенно ангедральны или субгедральны, и полученная в результате структура именуется *микрогранитовой*¹.

В некоторых существенно полевошпатовых породах, как, например, в ортофирах и плагиофирах полевые шпаты большей частью обладают полноразвитыми кристаллическими формами, давая мелкозернистую панидиоморфную структуру, которая называется *ортофировой*. Когда зерно микрокристаллической породы имеет очень небольшие размеры, то получается криптокристаллическая, *фельзитовая* структура, но фельзитовые структуры могут образоваться и путем уменьшения всех типов гранитоидных структур за пределы микроскопической видимости зерен.

Неравномернозернистые структуры. Когда различие размеров присутствующих минералов в изверженных породах резко выражено, так что оно наблюдается макроскопически и микроскопически, то получается *неравномернозернистая* структура. Когда же размеры постепенно изменяются от самых маленьких до самых больших, так что в породе имеется целая серия размеров, то получается *серийная* структура, которая будет описана ниже. Но обычно имеется два господствующих размера с небольшим числом кристаллов промежуточного размера или даже совсем без них.

В эту группу попадают две очень важные структуры: *порфировая* и *пойкилитовая*. В порфировой структуре большие кристаллы или *фенокристаллы* заключены в основной массе, которая может быть мелкозернистой, среднезернистой или стекловатой (рис. 37А). В последнем случае для определения структуры употребляется иногда термин *витрофировый*, подобным же

¹ Можно предполагать, что термин *микрозернистый* будет более подходящ. Можно также соединять с приставками равно -, неравно -, среднезернистые и пр.

образом можно употреблять термин *фельзофировый*, когда основная масса является криптокристаллической или фельзитовой. Структуру можно называть *мегапорфировой*, а большие

кристаллы *мегафенокристаллами*, когда они различимы невооруженным глазом. Подобным же образом можно употреблять термины *микропорфировый* и *микро - фенокристаллы*, когда структуру можно только определить посредством микроскопа.

Пойкилитовая структура является как бы противоположностью порфировой. Более мелкие кристаллы заключены в больших без всякой ориентировки (рис. 37B). Включения должны быть достаточно многочисленными, чтобы давать отчетливую сетку (решетку), поэтому такие мелкие включения, как апатитовые иголки и цирконовые кристаллы, которые обычно встречаются внутри породообразующих

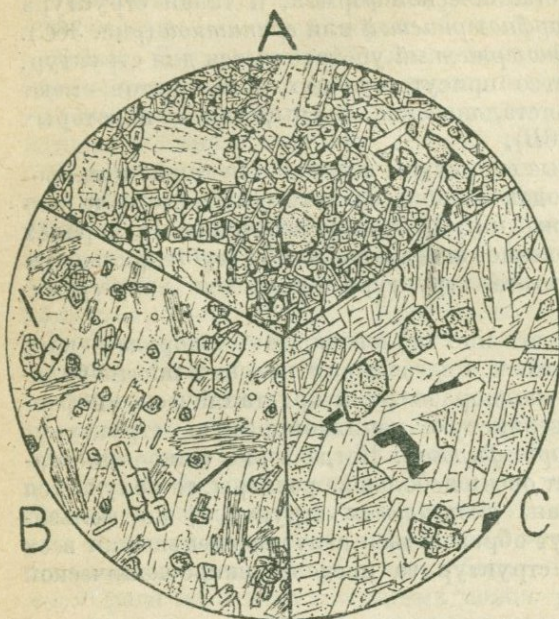


Рис. 37. Порфировая, пойкилитовая и офитовая структуры.

A — Порфировая структура. Оливиновый базальт. Азафиорд (Isafjord), Исландия. Видны порфировые выделения лабрадора и оливина в основной массе из авгита, плагиоклаза и рудного минерала. С правой стороны находится гломеропорфировый агрегат лабрадора, оливина и ильменита.

B — Пойкилитовая структура. Шонкинит. Шпитцберген. (Nordenskiöld glacier). Виден эвгедральный авгит и апатит, заключенные в большой табличке ортоклаза.

C — Офитовая структура. Оливиновый долерит. Кефлавик (Keflavik), Исландия. Видны большие таблицы авгита, заключающие лабрадоровые лейсты; другими минералами являются лабрадор, оливин и ильменит. Увел. около 20 раз.

минералов, не рассматриваются за такие, которые обуславливают это определение. Американские авторы ввели термин *ойокристалл* (oikos — дом) для включающих кристаллов и *хадакристалл* (chadacrystal) (греческий термин, обознача-

ющий держать или содержать) для включенных кристаллов¹.

Порфировая структура². Эта структура получается различными путями. Наиболее существенным из них является прерывное изменение физико-химических условий во время кристаллизации. Фенокристаллы образуются на глубине, где условия высокого давления и медленного охлаждения благоприятствуют образованию больших кристаллов. Порфировая структура возникает, когда магма вместе с заключенными в ней кристаллами перемещается внезапно на более высокий уровень в земной коре или экструдировается даже на поверхность. Уменьшение давления ведет к потере летучих компонентов, увеличению вязкости, и вследствие этого увеличивается скорость охлаждения, получается громадное количество мелких кристаллов или даже кристаллов и стекла вместе, которые образуют основную массу для вкрапленников, выкристаллизовавшихся раньше. Таким путем происходит порфировая структура лав и некоторых малых интрузий.

Минералы, молекулы которых содержатся в очень большом количестве в магме (т. е. высокая молекулярная концентрация), должны быть в относительно благоприятных условиях для роста больших кристаллов. Это условие может привести к образованию серийной структуры, особенно если магма становится очень вязкой в последних стадиях кристаллизации, но более крупные кристаллы раннего образования могут также оказаться заключенными в основной массе более мелких кристаллов. В этом случае нет разрыва при изменении условий, и фенокристаллы могут продолжать свой рост и вследствие этого быть способными захватывать некоторые составные части основной массы по своим краям. Далее, не все фенокристаллы могут образовываться в раннюю стадию образования магмы. Во многих гипабиссальных породах фенокристаллы распределены не равномерно в массе магматического тела, а сосредоточиваются около их центральных или краевых частей. Затем, они не подчиняются присутствующим линиям течения, но иногда группируются по радиальным или другим направлениям. Эти особенности указывают, что кристаллизация вкрапленников происходила вместе с другими компонентами, а не до внедрения интрузивной массы.

Образование порфировой структуры может происходить также вследствие того, что минералы вкрапленников были относительно нерастворимы и начали кристаллизоваться раньше

¹ Iddings. Op. cit., p. 202.

² Holmes. Op. cit., p. 343.

других компонентов так, что имели возможность вырасти до значительных размеров в то время, когда другие минералы находились еще в растворе. Росту таких минералов до больших размеров способствует зачастую их быстрая кристаллизация. Оливин в базальтах является прекрасным примером этого типа вкрапленников. Большой размер получается также потому, что фенокристаллы могут развиваться главным образом в метастабильную стадию, в то время, как кристаллы основной массы стремятся появляться в лабильную стадию кристаллизации.

Порфировая структура свойственна главным образом вулканическим и гипабиссальным породам, но имеются некоторые граниты, которые обладают также прекрасной порфировой структурой, как, например, гранит Шэп (Shap), Вестморлэнд, и Лох-Файнский (Loch Fyne) гранит юго-западного высокогорья Шотландии. Фенокристаллы обыкновенно представлены щелочными полевыми шпатами, внешние зоны которых включают небольшие кристаллы биотита, плагиоклаза или магнетита. В некоторых гранитах они окаймлены зоной письменного прорастания кварцем. Предполагается, что вкрапленники гранитов представляют избыток полевошпатового компонента над эвтектическим отношением. Как указывается на стр. 65, кристаллизация при этих условиях происходит в две стадии; первым кристаллизуется компонент, который находится в избытке по сравнению с эвтектическим отношением, и затем происходит одновременная кристаллизация двух главных компонентов. В этом случае порфировыми полевыми шпатами представлена первая стадия, а гранитная основная масса приближается ко второй.

Пойкилитовая структура. Условия, благоприятствующие образованию пойкилитовой структуры, являются сложными и трудно объяснимыми. Один из компонентов должен быть представлен в относительно большом количестве, а некоторые другие компоненты, напротив, присутствуют в небольших количествах, и преобладающий компонент должен кристаллизоваться последним, но при таких условиях, при которых возможен рост больших кристаллов. В общем, кристаллизация, вероятно, происходит в метастабильную фазу охлаждения, и сравнительно небольшой размер более ранних кристаллов может тогда быть объяснен их относительно малой концентрацией. Их выделение вызывает обогащение остающейся жидкости летучими компонентами, которые понижают вязкость и способствуют росту больших кристаллов. Пойкилитовая структура, повидимому, наиболее обычна в породах, принадлежащих к сиенитам и монцонитам, где ортоклаз является минералом, содержащим вклю-

чения. Обыкновенно эта структура встречается в перидотитах и пикритах, в которых роговая обманка или биотит образуют ойкокристаллы, а оливин — хадакристаллы.

Офитовая структура представляет особый случай пойкилитовой структуры, в которой таблицы авгита включают многие тонкие лейсты плагиоклаза (рис. 37С). Эта структура характерна для долеритовых пород. При известной грубозернистости полевые шпаты становятся приблизительно того же размера, как и пироксены, их включения только частичны и тогда структура называется *субофитовой*. В некоторых типах офитовое отношение приурочено к отдельным участкам, между которыми помещается основная масса, не имеющая авгита, с интерсертальной или интергранулярной структурой. Это явление, при котором текстура породы обнимает два находящихся вместе типа структур, была названа *пятнисто-офитовой*¹ (ophimottling) структурой.

Интерсертальная и интергранулярная структуры. В большинстве базальтов структура обуславливается решеткой или сеткой плагиоклазовых лейст или пластинок, расположенных таким образом, что получаются треугольные или полигональные промежутки между кристаллами. Эти промежутки могут быть заполнены целиком зернами авгита, оливина и окислов железа, тогда структура называется *интергранулярной* (рис. 38С). Иногда, однако, заполняющее вещество состоит в значительной части из стекловатого, криптокристаллического или мелкозернистого хлоритового или серпентинового материалов, в таком случае употребляется термин *интерсертальный*.

Директивная структура (directive structure). Структуры, которые получаются вследствие течения магмы во время ее кристаллизации, можно назвать *директивными*². Поскольку вследствие течения возникают полосы, в которых наблюдается расположение бок-о-бок различных структур, возникают внешние особенности, которые были уже рассмотрены в главе о слоении. Но признаки течения могут быть в породе без нарушения ее однородности. Таким образом кристаллиты, микролиты и кристаллы могут располагаться вследствие течения в параллельные линии или ленты, которые соответствуют потоковым линиям магмы. Если магма была очень вязкой, то линии потоков могут быть очень запутанными, и такие препятствия как вкрапленники могут давать значительные нарушения (рис. 38 А).

¹ Mull Memoir, 1924, p. 138. Слово ophimottling является довольно неуклюжим; термин *пойкилофитовый* выражает, повидимому, идею лучше.

² *Примечание редактора.* Т. е. обладают определенным направлением. (direction) кристаллов.

В таких полевошпатовых мамах, как трахиты, фонолиты, андезиты и т. д., вытянутые пластинки полевых шпатов расположены параллельно направлению течения. Такая структура

известна под названием *трахитовой* (рис. 38B). Когда пластинки переплетаются со стеклом так, что образуется плотная войлокоподобная масса, то структура будет *гиалопилитовой*. Более или менее параллельное расположение полевых шпатов в некоторых сиенитах образует *трахитоидную* структуру. Фенокристаллы полевых шпатов и слюдяных пластинок в гранитах иногда могут быть расположены линейно, тем самым указывая направление магматического течения.

Структуры прорастания. О некоторых структурах прорастания было уже упомянуто в связи с эвтектической кристаллизацией (стр. 65). Наиболее обычным типом является прорастание кварцем

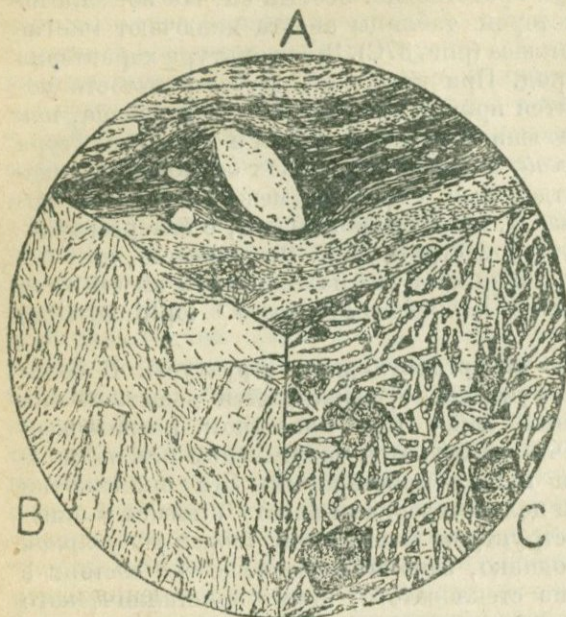


Рис. 38. Флюидальная, трахитовая и интергранулярная (intergranular) структуры.

A — Флюидальная структура. Риолит, Исландия Увел. в 20 раз. Видны вкрапления щелочных полевых шпатов и авгита в флюидальнополосчатой, стекловатой и криптокристаллической основной массе.

B — Трахитовая структура. Бостонит. Грэт Кумбра (Great Cumbrae). Firth-of-Clyde. Увел. в 20 раз. Видны фенокристаллы натровых ортоклазов в флюидальной основной массе ортоклазовых пластинок, гематита и пр.

C — Интергранулярная структура. Оливиновый базальт. Кильпатрик Хиллс (Kilpatrick Hills), Дембартоншир. Увел. в 60 раз. Видны микрофенокристаллы лабрадора и серпентинизированного оливина в основной массе лабрадора, авгита и рудных минералов.

полевого шпата, при чем последний представлен ортоклазом, микроклином, пертитом и натровым плагиоклазом. Каждый минерал, принимающий участие в прорастании, несмо-

тря на кажущуюся прерывность, имеет одну и ту же оптическую ориентировку на больших участках. В сростках с кварцем этот минерал располагается призматическими или клинообразными площадками, пересекающимися под углами в 60° , образуя известную графическую или письменную структуру (рис. 29). Когда этот тип прорастаний уменьшается до микроскопических размеров, то структура становится *микрографической*, и вещество называется *микронегматитом*. Прорастания между кварцем и полевыми шпатами могут быть не так правильны, как в графической структуре; в полевых шпатах видны неправильные пятна и частицы кварца, и структура тогда относится к *гранобфировой*. С уменьшением размера зерна появляется наклонность к грубому радиальному или центрическому расположению кварца, которое может переходить в фельзитовых или риолитовых типах в радиальное расположение волокон, давая тип *сферолитовой* структуры (стр. 97).

Известны прорастания ортоклаза и альбита (пертит и микропертит) и ромбического и моноклинного пироксенов. В первом случае альбит часто появляется в виде неправильных, удлиненных жиллоподобных участков, включенных в ортоклаз.

Многие из этих прорастаний, без сомнения, обязаны одновременной кристаллизации двух минеральных веществ в эвтектических отношениях. Другие, однако, не являются по своему происхождению эвтектическими, а зависят от явления *экзолюции* — распада твердого раствора (*exsolution*)¹. Например, в случае микропертита было установлено, что при температуре кристаллизации ортоклаз может содержать 28% альбита, а при обыкновенной температуре растворимость его доходит от 10 до 15%. Следовательно, при охлаждении ортоклаз становится пересыщенным альбитом, который выделяется из раствора в твердом состоянии².

Реакционные текстуры. В предыдущей части было указано, что между ранее образовавшимися минералами и магмой, которой они окружены, происходят часто реакции. Участвующие в реакции минералы могут совершенно исчезнуть, но иногда реакция бывает неполной, и корродированные кристаллы окружаются продуктами реакции. Последние часто группируются таким образом, что получается структура, отличающаяся от структуры массы породы, и поэтому все в целом можно отнести

¹ Термин *экзолюция* был предложен Оллингом (Alling) для обозначения явления выделения двух кристаллических фаз, вызванных пересыщением. Это противопоставляется «переходу в раствор». H. L. Alling. *Mineralogy of the Felspars*. Journ. Geol., 29, 1921, p. 222. ▲

² A. Harker. *Natural History of Igneous Rocks*, p. 260. 1909.

к текстуре. Реакция обычно происходит вследствие того, что в магму попадают посторонние минералы (ксенокристаллы). Таким образом кварц, случайно попавший в базальтовую магму, может быть окружен реакционной зоной пироксеновых зернышек (рис. 39А). Думают, что подобное явление зависит от взаимодействия между прилегающими минералами в твердом состоянии и происходит по всей вероятности с помощью циркулирующих жидкостей.

Седерхольмом был применен термин *синантектический* для всех минеральных агрегатов, которые произошли благодаря этого рода реакциям¹. Зона продуктов реакции, окружающая

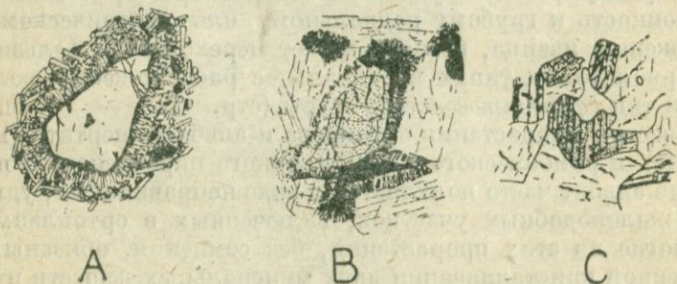


Рис. 39. Реакционные текстуры.

А — Кварцевое зерно, находящееся в базальтовой лаве, из нижнего карбона Муль Кинтайра (Mull of Kintyre). Увел. в 100 раз. Зерно окружено толстой зоной из призм и зернышек авгита.

В — *венцовая* текстура. Оливин-норит, Ризер (Risör), Норвегия. Виден оливин, окруженный зоной из бесцветного эпидита и затем (слева) внешней зоной волокон зеленой роговой обманки. Зерна рудных минералов окружены толстой оболочкой из волокон бурой роговой обманки. Увел. в 20 раз.

С — *Мирмекитовая* текстура. Чарнокит. Пальни, Мадрас. Увел. в 20 раз. Видно прорастание червеобразного кварца с олигоклазом.

минерал, называется *реакционной каймой* (reaction rim). Реакционные каемки могут быть подразделены на венцы, когда они создаются первичной магматической реакцией, и на *кельфитовые ободки*, если их можно считать вторичными, паулопоступными² результатами магматического воздействия или если структура обязана таким реакциям, какие бывают в метаморфизме, и являются независимыми от первоначальной магмы. Зональность кристаллов и результаты экзольюций можно также рассматривать как реакционные текстуры.

¹ On Synantectic Minerals. Bull. Comm. Géol. de Finlande, 1916, № 48.

² По-латыни paulo — небольшое время; post — поздний.

В венцовых текстурах часто видно ядро такого ранее образованного минерала, как, например, оливин (вноритах и габбро), окруженное одной или более зонами реакционных минералов, в данном случае ромбических пироксенов, или сложными зонами из двух или более минералов¹. Эти зоны могут быть по структуре зернистыми или радиально-волокнистыми (рис. 39В). В последнем случае нарастания часто образованы роговой обманкой.

Часто невозможно отличить первичные венцовые текстуры от вторичных келифитовых текстур, и в таком случае предпочтителен более широкий термин «реакционная каемка». Реакционные каемки развиваются главным образом около оливина, гиперстена и граната, а реакционными минералами обыкновенно являются пироксены и амфиболы, но иногда образуются полевой шпат или шпинель (магнетит или пикотит).

Мирмекит является прорастанием кварца и плагиоклаза в изыщных формах, напоминающих микропегматит, причем кварц встречается в виде пятнышек, капель и червеобразных ростков внутри полевого шпата (рис. 39С). Такое прорастание находится по краям ортоклазовых кристаллов, и, повидимому, его появление вызвано замещением ортоклаза плагиоклазом. При этой реакции происходит освобождение кремнекислоты, которая появляется в виде кварца, а калий идет на образование чешуек биотита, часто находящихся поблизости от мирмекита. В большинстве случаев продукт, вероятно, обязан термальному метаморфизму при однородном давлении.

Ксенолитовые текстуры. Разнородность структуры часто происходит от включения обломков постороннего вещества внутри изверженной породы (рис. 52). Это может возникнуть различными путями, например при внедрении батолитов, интрузивных залежей и дайк (стр. 37) и при поднятии лавы внутри вулканического жерла. Включения, которые могут быть всех размеров (от микроскопических осколков до глыб с диаметром в несколько метров), называются *ксенолитами* («чуждые камни», по-французски *enclaves*)². Ксенолиты называются *родственными*, когда они представляют обломки пород, которые генетически связаны с включающей породой и которые в большинстве случаев образовались в раннюю стадию кристаллизации. *Случайные* ксенолиты, с другой стороны, являются, как показывает название, обломками вмещающей породы, которая может быть изверженной, осадочной или метаморфической и была случайно захвачена изверженной породой вследствие

¹ Harker. Op. cit., p. 269.

² A. Lacroix. Les enclaves de roches volcaniques. 1893.

интрузии или экструзии. Примерами родственных ксенолитов могут служить оливиновые ядра (nodules), которые встречаются в некоторых базальтах, и темные участки или сегрегации, попадающиеся в некоторых гранитах. Оливиновые ядра являются заметно угловатыми и, повидимому, представляют обломки, оторванные от масс оливиновой породы. Боуэн предполагает, что образование сростков или накоплений ранее выкристаллизовавшихся минералов в результате стеснения в суженных частях каналов двигающейся магмой и является причиной включений оливиновой породы и других родственных включений в базальтовой магме¹.

Имеется заметное стремление фенокристаллов базальтов оливина, авгита и лабрадора скопляться в сростки, которые таким путем образуют породы, одинаковые с некоторыми основными плутоническими типами. Эта текстура была названа Джеддом (Judd) *гломеропорфировой* (рис. 37А).

Темные основные выделения гранитов, в которых скопляются мафические минералы гранитов в гораздо большей степени, чем в нормальной породе, вероятно, представляют сростки или участки раньше выкристаллизовавшихся минералов, включенных внутри нормальной породы и вследствие некоторых случайных обстоятельств появляющихся во время интрузии.

Случайные ксенолиты, конечно, могут состоять из любой породы и благодаря обычному резкому различию в составе между ними и магмой, которой они захвачены, они часто обнаруживают заметное контактово-метаморфическое влияние². Ксенолиты частью или целиком поглощены или переварены магмой. Их внешние очертания становятся округленными и неотчетливыми (рис. 52С); наконец, они полностью распадаются, и образующие их минералы, измененные и неизмененные, рассеиваются в окружающей магме. Их первоначальные положения отмечаются только легкими изменениями в цвете или структуре или полосчатостью включающей породы. Таким образом происходят некоторые типы *гибридных пород*, как их назвал Харкер³.

Шаровая текстура. В некоторых плутонических и особенно

¹ Crystallisation - Differentiation in Magmas. Journ. Geol., 27, 1919, p. 425.

² Н. Н. Thomas. Xenoliths, Mull. Q. J. G. S., 78, pt. 3, 1922, pp. 229 — 260; N. L. Bowen. The Behaviour of Inclusions in Igneous Magmas. Journ. Geol., 30, 1922, pp. 513 — 570; H. H. Read. Xenoliths and Hybridism in Norite, etc. Aberdeenshire. Q. J. G. S., 79, pt. 4, 1924, pp. 446 — 486.

³ Natural History of Igneous Rocks, 1909, chap. XIV. См. также C. H. Clapp. The Igneous Rocks of Essex Co., Mass. U. S. G. S., 1921, Bull. 704, p. 115.

гранитных породах встречаются иногда шароподобные выделения, состоящие из концентрических оболочек различного минерального состава и структуры, которые могут образоваться вокруг ксенолитного ядра или без него. Наиболее известный пример представляет знаменитый шаровой диорит из Корсики. В этой породе центры состоят из нормального диорита и окружены сменяющимися оболочками из радиально расположенного битовнитового полевого шпата и из бедных полевым шпатом смесей роговой обманки и пироксена. В примере из Муллалдера (Mullaghderg) (Донегэл), описанном проф. Г. А. И. Коль (Cole)¹, ядра состоят из ксенолитов сланца, которые были частично или целиком замещены гранитом. Продукты этой реакции диффундировали кнаружи и образовали концентрическое кольцо, состоящее из радиально расположенного андезина и магнетита и окруженное гранитом с обыкновенной структурой, непосредственно вмещающим ядро. Вероятно, большая часть примеров шаровой структуры объясняется как особые случаи реакции с случайными ксенолитами².

Сферолитовая текстура.³ Особенной чертой сферолитовой текстуры является одновременная кристаллизация волокон, радиально расположенных вокруг общего центра (рис. 40). Нарастание может быть вполне сферическим или может состоять только из небольшого сектора сферы. Сферолиты различаются по их степени совершенства. Радиальное расположение может быть исключительно правильным, так что при рассмотрении структуры под микроскопом в скрещенных николях наблюдается совершенно темное угасание в виде темного креста, или же могут образоваться более или менее неправильные сростки, имеющие сходство с грубыми снопами или пучками. Сферолиты могут иметь или не иметь ядра в виде ранее выкристаллизовавшегося минерала. Срастания могут быть полностью отделены одно от другого, они могут быть вытянуты в виде линии сросшихся шаров, так что кажутся растущими из точек одной плоскости, или они могут быть равно отстоящими и тогда обычно заключены в полигональные ячейки, происхождение которых обязано взаимному влиянию прилегающих сростков (рис. 40B). В добавление к радиальной структуре сферолиты обнаруживают часто концентрические линии, которые, повидимому, указывают на перерывы в различные стадии роста.

Сферолиты могут в своих размерах колебаться от микро-

¹ Sei. Proc. Roy. Dublin Soc., XV, 1916, p. 141.

² Harker. Op. cit., p. 360; A. Holmes. Petr. Methods and Calc., 1921, p. 360.

³ Iddings. Igneous Rocks, vol. I, 1909, pp. 228 — 241; Harker. Op. cit., pp. 272 — 280.

скопической величины до гигантских образований, например в 3 м диаметром (риолит Сильвер Клифф, Колорадо. Иддингс, ор. cit.). Литофизы (каменные пузыри) являются большими сферолитами, состоящими из более или менее полных concentрических оболочек, отделенных пустыми промежутками. Их образование приписывается смене кристаллизации мелкокристаллической оболочки и выделению газа, соответствующего пустым промежуткам¹.

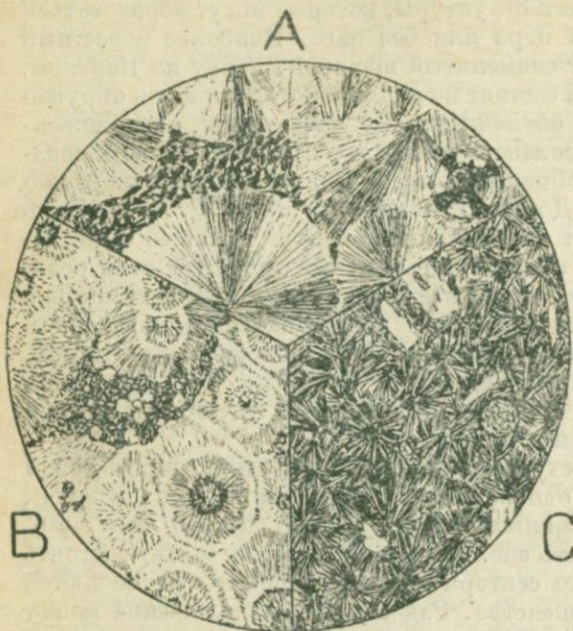


Рис. 40. Сферолитовые текстуры.

А. — Сферолитовый пехштейн, Драпхлидафнел (Drapulhidarf jäll), Исландия. Главным образом радиальные полевошпатовые микролиты. Направо небольшой concentрически-радиальный сферолит. Участок промежуточного глинистого вещества, происшедшего в результате разложения стекла. Поляризованный свет. Увел. в 20 раз.

В. — Сферолитовый пехштейн. Коригильский (Corriegills) берег Арран (Arran) по Телю (Tea l) British Petrography, 1888. Видны сферолиты, заключенные в полигональные ячейки. Промежуточный участок стекла с небольшими сферолитами. Увел. в 20 раз.

С. — Вариолит, край толентовой дайки. Диппин (Dippin), Арран. Видны неправильные снопообразные сферолиты плагиоклаза с небольшими микрофенокристаллами лабрадора и авгита. Увел. в 20 раз.

Сферолиты встречаются главным образом в кислых вулканических или гипабиссальных породах; они также находятся, но в меньшем количестве, в основных лавах и интрузиях. В последних они называются *вариолями*, а породы, содержащие их, *вариолитами*. Это название произошло от ямчатого, пятнистого или мелкоузловатого вида поверхности выветрелого вариолита.

В отношении минерального состава Харкер (ор. cit.) разли-

¹ F. E. Wright. Bull. Geol. Soc. Amer, 26, 1915, p. 263.

часть два типа сферолитов: 1) радиальные образования полевоспатовых волокон с промежуточным кварцем; 2) радиальные образования только полевоспатовых волокон. Сферолиты первого типа, вероятно, представляют эвтектическое прораствание кварца и полевого шпата, достигающее до микрокристаллической или криптокристаллической степени тонкости. С наружной стороны сферолита радиальное образование может переходить в отчетливое микрографическое взаимное прораствание (Harker, op. cit., фиг. 90А). Во многих случаях, однако, волокна полевых шпатов преобладают в образовании и присутствуют в избытке над эвтектическим отношением. Кварц может встречаться в волокнистых формах или в виде зернышек, зажатых между полевыми шпатами. Этот тип сферолита находится в тонкозернистых гранофирах, фельзитах и пехштейнах интрузивного происхождения.

Сферолиты второго типа находятся в большом числе в риолитах и других кислых вулканических породах и в вариолитах. В кислых породах они образованы ортоклазовыми волокнами, пропитанными стеклом или криптокристаллическим или опаловым кремнеземом с промежуточными чешуйками тридимита (высокотемпературная форма кремнезема). В вариолитах полевые шпаты представлены натровыми плагиоклазами, которые часто являются олигоклазами¹. Вариоли не так совершенно образованы, как сферолиты и проявляют в скрещенных николях неправильный эффект волнистого угасания, благодаря которому погасанию от перекрывания волокон или тонких пластинок (рис. 40С).

Волокнистая форма кристаллических элементов наводит на мысль, что сферолиты быстро развились в сильно пересыщенном вязком растворе. Волокна представляют кристаллическую форму, образование которой требует меньше всего энергии при этих условиях. Какой из двух вышеупомянутых типов сферолита появится — это зависит от состава магмы. Появление в определенном месте сферолитов, вероятно, зависит от мелких различий физико-химического характера, особенно содержания водяного пара и, следовательно, различной вязкости в некоторых центрах, вследствие чего создаются благоприятные условия для кристаллизации в этих точках. На то, что сферолиты часто образуются после того, как магма застыла, указывают факты, когда линии течения проходят через них не прерываясь, или они встречаются в виде сростков, представляющих часть полного сферолита и обрамляющих последующие трещины в стекло-

¹ Tyrrell. Variolites of Upper Loch Fyne and Skye. Trans. Geol. Soc. Glasgow, 14, 1913, pp. 291 — 302.

ватой основной массе. Расстеклование современных стекол часто дает в результате сферолитовые формы.

Формы трещин. К текстурам можно отнести некоторые внешние особенности в изверженных породах, обязанные своим

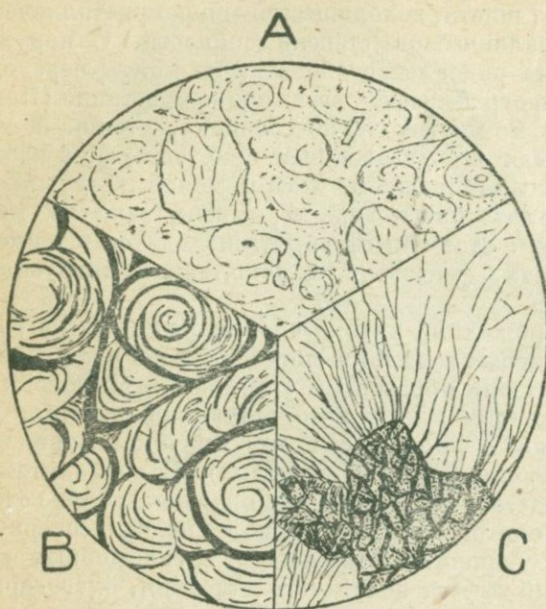


Рис. 41. Текстуры разрывов.

А. — Перлитовая структура. Стекловатый риолит. Заршуран, Персия. Увел. в 20 раз. Видны фенокристаллы щелочного полевого шпата в бесцветной стекловатой основной массе с перлитовыми трещинами.

В. — Перлитовая структура, искусственно вызванная в канадском бальзаме. Увел. в 20 раз.

С. — Трещины, развивающиеся в плагиоклазовом полевым шпате вокруг частично серпентинизированного оливина. Троктолит. Вольперсдорф, Силезия. Увел. в 20 раз.

происхождением разрывам. В шлифах вулканического стекла часто наблюдаются изгибающиеся концентрические линии трещин (рис. 41А). Они часто так совершенно развиты, что макроскопически породы кажутся агрегатом небольших ядрышек, состоящих из многих луковичкоподобных оболочек. Термин *перлитовый* относится к тем породам, которые обладают этими шариками стекла, похожими на жемчуг. Перлитовые трещины просто обязаны сжиманию стекловатой массы при охлаждении. Можно получить то же самое, если дать канадскому бальзаму быстро охладиться на поверх-

ности матового стекла (рис. 41В). Кроме того нужно отметить здесь еще одну форму трещин, представляющую систему неправильно радиально разветвляющихся трещинок, которые проходят через полевые шпаты и другие минералы, прилегающие к измененным оливиновым кристаллам в габбро и норитах. Превращение оливина в серпентин приводит к значительному увеличению объема, и вызванное таким образом напряжение разрешается в растрескивании окружающих минералов (рис. 41С).

КЛАССИФИКАЦИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД.

Основы классификации. Среди петрологов нет установившегося общего взгляда в отношении классификации изверженных пород. Отсутствие единодушия происходит частично от того, что принимаются различные основы для классификаций, которые были предложены, а отчасти от неправильного представления о целях классификации. Изверженные породы очень разнообразны как в химическом, так и минералогическом составе; можно указать только немногие, если они вообще существуют, определенные естественные границы или подразделения в ряде их составов. Следовательно, или подразделения должны быть сравнительно широкими, расплывчатыми и качественными или узкими, искусственными и количественными, подобно подразделению термометрической шкалы. Эти два взгляда можно примирить, признав то, что разного рода классификации служат различным целям и могут существовать совместно. Различие можно было бы сделать между классификацией, преследующей такие утилитарные цели, как исследование, сравнение, изучение и полевая работа, и классификацией, преследующей выяснение генезиса, но как методы, так и степень разработанности будут зависеть от назначения классификации. Мы можем, например, иметь полевую или *мегоскопическую* классификацию, основанную на признаках, определяемых в образцах; *минералогическую* классификацию, основанную на признаках, полученных путем детальной лабораторной работы при помощи микроскопа и другими способами, и *химическую* классификацию, основанную на составе, установленном химическим анализом. Затем, для педагогических целей может быть удобна упрощенная классификация, в основе которой лежит минералогический состав, обоснование которой будет приведено ниже, и наконец можно дать, как только накопится достаточное количество материала, настоящую *генетическую* классификацию, основанную на способах происхождения. Все эти типы классификаций могут существовать совместно, быть независимыми и взаимно объяснять одна другую, будучи каждая из них полезной для своей собственной особой цели.

Имеются четыре главных основания классификаций: *химический* и *минералогический состав*, *структура* (включая геологическое залегание) и совместное *нахождение* (включая сюда географическое распределение и связь с тектоническими процессами). Из них только два первых признака могут быть рассматриваемы с количественной стороны.

Фактор химического состава. Химическая классификация, основанная на химическом составе пород или их гипотетических магм, была недавно в большом ходу. Так как, однако, она должна быть основана на многочисленных химических анализах, то такая классификация является неудобной для непосредственного определения породы в системе классификации и сравнения горных пород. Кроме того, на этом основании за самую существенную черту изверженных пород принимается их химический состав. Это может быть так для химика, но для геолога тот факт, что породы состоят из минералов, является наиболее важным признаком, и классификация, основанная на минералогическом составе, будет, следовательно, более полезной для геологической работы и изучения. Кроме того, определение минералогического состава сделать гораздо легче и быстрее, чем определение химического состава.

Аргументом, который часто приводят в пользу химической классификации и выставляют против минералогической классификации, служит то, что одна и та же магма может при различных условиях дать в результате различные группы минералов. Таким образом, магма, которая в глубинных условиях и при большом участии летучих компонентов, может кристаллизоваться в виде ортоклазово-биотитовой породы (слюдяной сиенит или минетта), даст при эруптивных условиях и при потере летучих компонентов лейцит + оливин (лейцитовый базальт). Этот факт, однако, служит больше доводом для разделения этих различных продуктов в классификации, как это делается на минералогических основаниях, чем для того, чтобы их соединить на том основании, что они имеют сходный химический состав. Химическая классификация отмечает только магматический состав, а минералогический объясняет не только состав, но также и историю охлаждения породы. Тем не менее, химический состав является существенным и полезным для многих целей, он представляет наибольшую ценность при философском рассмотрении происхождения и для сопоставления анализов пород¹.

В 1903 году четыре американских петролога, Кросс, Иддингс, Пёрсон и Вашингтон предложили классификацию, которая в действительности основана на химическом составе². Анализы сначала пересчитываются на группы стандартных минералов (*норма* — the norm) по определенным правилам, ко-

¹ H. S. Washington. Chemical analyses of Igneous Rocks published from 1884 to 1913. Prof. paper, 99, U. S. G. S., 1917, p. 1201.

² Qualitative Classification of Igneous Rocks. Chicago, 1903.

торые основаны на известных законах образования минералов в магмах ¹.

Некоторые важные породообразующие минералы, амфиболы, пироксены и слюды, не принимаются в расчет в норме, вследствие их сложного химического состава. Их компоненты распределены между стандартными минералами на основании магматических молекул определенного состава (стр. 54). Норма разделяется на группы: силическую (*salic*) ² и фемическую (*femic*), наиболее важные компоненты которых следующие:

Силические минералы

Кварц
Ортоклаз
Альбит
Анортит
Лейцит
Нефелин
Корунд
Циркон

Фемические минералы

Диопсид
Гиперстен
Оливин
Акмит (эгирин)
Магнетит
Ильменит
Гематит
Апатит

Относительные количества силических и фемических минералов дают первое подразделение на классы, дальше идет подразделение, принимая во внимание еще 2 или 3 фактора, вытекающих из нормы; однако вся классификация слишком детально разработана для того, чтобы ее здесь рассматривать ³. Понятие нормы приобретает наибольшую ценность при сравнении изверженных пород.

Другой как будто химический с виду способ классификации изверженных пород основан на употреблении принципа насыщения (см. стр. 53), что подробно изложено у Шэнда (*Shand*) ⁴ и Холмса (*Holmes*) ⁵. Минералы, которые способны существовать в изверженных породах в присутствии свободной кремнекислоты, называются *насыщенными*, они представляют минералы высокого насыщения кремнекислотой. С другой стороны, некоторые минералы низкого насыщения кремнекислотой, особенно оливин и фельдшпатоидные минералы (включая анальцим) очень редко находятся в ассоциации

¹ О способе пересчета см. *Washington. Op. cit.*, pp. 1162 — 1165; *Holmes. Petr. Methods and Calc.*, 1921, pp. 410 — 432.

² *Salic* мнемонически от *siliceous*, *aluminous*. *Femic* мнемонически от *ferric* или *ferrous*, *magnesian*.

³ Полное описание системы см. *Washington, op. cit.*, 3, pp. 1151 — 1161.

⁴ *On Saturated and Unsaturated Igneous Rocks. Geol. Mag.*, 191, pp. 508 — 514; *A system of Petrography. Jbid.*, 1917, pp. 463 — 469.

⁵ *A Min. Classification of Igneous Rocks. Ibid.*, 1917, pp. 115 — 130.

с кварцем и могут быть названы *ненасыщенными*. Эти факты могут послужить основанием следующей классификации:

I. Пересыщенные породы, содержащие свободную кремнекислоту магматического происхождения.

II. Насыщенные породы, состоящие только из насыщенных минералов.

III. Ненасыщенные породы, состоящие из ненасыщенных минералов:

а) Породы, содержащие оливин.

б) Породы, содержащие фельдшпатоиды.

с) Породы, содержащие вместе с оливин и фельдшпатоиды.

Дальше подразделения в классификациях Холмса и Шэнда идут по чисто минералогическим линиям.

Таким образом кварц является *симптоматическим* (Лакруа) или диагностическим минералом в пересыщенных породах, оливин, фельдшпатоид, анальцит и пр. — в недосыщенных породах. Долиоморфные породы Лакруа (стр. 78), которые содержат освобожденные минералы, обязанные неполной реакции, или реликты (следы) ранних минералов, которые не подверглись реакции, не вполне подходят к этой схеме классификации¹, но так как они сравнительно редки, то это практически имеет мало значения. Следовательно, в классификации, надо бы сделать небольшое замечание о небольших количествах кварца, оливина или фельдшпатоидов.

Фактор совместного нахождения пород требует различия широких категорий, свит или родственных групп изверженных пород, которые являются связанными «кровным родством» (*consanguineous*), на что указывают их постоянные и сериальные химические и минералогические черты, а также их совместное нахождение во времени и пространстве (географическое распределение) и связь с особыми тектоническими процессами. Этот фактор разбирается более детально в следующей главе.

Фактор минералогического состава. Минералогический состав является гораздо более полезным фактором в классификации для исследователя и человека, начинающего изучать горные породы. Во-первых, берутся действительные единицы (минералы), из которых состоят породы; во-вторых, минералы можно быстро и легко определять и измерять или устанавливать их относительные количества с достаточной степенью точности. Наиболее основной чертой изверженных пород для целей описания и сравнения является то, что они представ-

¹ A. Scott. Saturation of Minerals. Geol. Mag., 1914, pp. 319 — 324; The Principle of Saturation. Ibid., 1915, pp. 160 — 164.

ляют агрегаты минералов, употребляя термин минерал в его наиболее широком значении, заключающем в себе криптокристаллическое вещество и стекло (стр. 14).

Минералы, встречающиеся в изверженных породах, можно разделять на *существенные*, *второстепенные* или *аксессуарные* и *вторичные*. Первые две группы представляют продукты магматической кристаллизации и поэтому будут также *первичными* или *первоначальными* минералами. *Вторичными* минералами являются те, которые образовались при выветривании или метаморфизме, или появились вследствие циркулирующих растворов. *Главными* минералами будут те, которые необходимы для распознавания типа породы и постепенное уменьшение или исчезновение которых заставляло бы относить породу к другой группе. Минералы, которые присутствуют в небольших количествах, и на присутствие или отсутствие которых не обращается внимания при определении типа породы, называются *второстепенными* (аксессуарными) минералами.

Другой группировкой пирогенных минералов, которая оказывается полезной в классификации, является разделение их на *фельсические* (felsic) и *мафические* (mafic). Felsic представляет собой мнемонический термин, происходящий от *felspar* (полевого шпата), *felspathoid* (фельдшпатоида) и *silica* (кремнезема); mafic подобно этому произошел от *ferro-magnesian* (железистая-магнезия).

Фельсические

Кварц
Полевые шпаты
Фельдшпатоиды
(включая анальцит)

Мафические

Слюды
Пироксены
Амфиболы
Оливины
Окислы железа
Апатит и пр.

Таким образом фельсическая группа состоит из минералов, которые слабо окрашены, обладают небольшой плотностью и сравнительно поздно кристаллизуются в породе; с другой стороны, мафическая группа обнимает темные, тяжелые и кристаллизовавшиеся относительно рано минералы. Породы, которые богаты фельсическими составными частями, вообще слабо окрашены, обладают малой плотностью; породы с большим количеством мафических минералов вообще имеют темную окраску и тяжелы. Термины Бреггера (Brögger), *лейкократовый* и *меланократовый*, которые относятся главным образом к светлому или темному виду породы, можно качественно приложить к породам, соответственно богатым фельсическими или мафическими минералами. Классификация, основанная на относительных количествах фельсических и мафических ми-

нералов, имеет большое значение, так как дифференциация, каким бы способом она ни происходила, в общем ведет к разделению более легких, более богатых кремнекислотой и более щелочных минералов от более тяжелых железисто-магнезиальных минералов.

Фактор геологического залегания и структура. Структурный фактор применяется в большинстве классификаций после того, как были уже использованы минералогический и химический факторы. В нем выражаются условия, при которых имело место охлаждение, т. е. геологическое залегание. Существуют два главных типа залегания изверженных пород, *плутонический* и *вулканический*. При плутонических условиях кристаллизация происходит на глубине, при медленном охлаждении под большим давлением и с удержанием летучих компонентов. Поэтому структуры плутонических пород будут голокристаллическими и грубыми. Затвердевание при вулканических условиях происходит при низком давлении, с потерей летучих составных частей, и быстрым охлаждении, начиная от высоких температур. Высокая температура частью первична, а частью вызывается и поддерживается окислительными реакциями среди летучих газов, как между ними, так и атмосферой. Образующиеся структуры являются поэтому, главным образом, полукристаллическими или стекловатыми и обладают такими особенностями, как пузырчатость и флюидальная текстура, которые указывают на вулканическое происхождение. Породы являются часто также порфировыми.

Некоторые петрологи допускают только плутонический и вулканический типы залегания, а третий, промежуточный тип, *гипабиссальный*, признается не всеми. Гипабиссальная группа включает породы дайк, интрузивных залежей и небольших лакколитов и пр., которые занимают промежуточное положение в земной коре между глубоко лежащими плутоническими телами и поверхностными лавовыми потоками. Структуры этой группы естественно бывают также промежуточными и колеблются от полнокристаллических до полукристаллических. Так как перемещение на более высокий уровень в земной коре в большинстве случаев связано с внезапным изменением условий, то порфировая структура встречается очень часто в гипабиссальных породах. Эту группу, однако, не считают имеющей одинаковое значение с плутонической и вулканической группами. Часто ее рассматривают как второстепенный придаток плутонической группы, но некоторые гипабиссальные породы образовались определенно из вулканических магм.

Имеется обыкновенно небольшое, но существенное различие в химическом составе между плутоническими типами и вулка-

ническими представителями одной и той же самой магмы и, это связано с очень различными условиями охлаждения, имевшими место в каждом случае. Плутонические породы сравнительно богаты такими минералами, как роговая обманка и биотит, которые требуют присутствия летучих компонентов и относительно низких температур для их образования, в то время, как вулканические породы богаче такими безводными высокотемпературными минералами, как пироксены. При плутонических условиях, кроме того, существуют более благоприятные обстоятельства для дифференциации, так что возможны типы исключительно полевошпатовые, пироксеновые, богатые роговой обманкой и богатые оливином, представителей которых не находим среди вулканических пород. Породы габбро, например, в целом более богаты CaO и Al_2O_3 и беднее в $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$ и Fe_2O_3 , чем соответствующие базальты. Минералогически результат этого выражается в большем богатстве полевыми шпатами и бедности железо-магнезиальными минералами в габбро, чем в базальтах. Этот контраст увеличивается, без сомнения, в связи с более или менее дальше развившейся дифференциацией в габброидной магме, вследствие чего некоторые из тяжелых мафических минералов опустились на глубину, относительно обогатив магму полевыми шпатами.

Классификация в виде таблицы. Классификация, принятая в этой книге, приведена в нижепомещенной таблице. Так как фельсические минералы (см. стр. 103) составляют 79% среднего состава изверженной породы, то главные вертикальные подразделения обоснованы на отношениях, существующих между тремя фельсическими группами минералов: кварц, полевые шпаты и фельдшпатоиды. Так как кварц не встречается вместе с фельдшпатоидами, то это дает пять подразделений, которые соответственно характеризуются преобладанием кварцем, кварцем и полевыми шпатами, только полевыми шпатами, полевыми шпатами и фельдшпатоидами и преобладающими фельдшпатоидами. К ним прибавим шестое подразделение для пород с преобладанием мафических (permafic) или состоящих только из них (holomafic), которые практически совершенно лишены фельсических минералов. Подразделения I и II принадлежат к классу пересыщенных пород Шэнда и Холмса (стр. 102), III принадлежит к классу насыщенных пород, а IV, V и VI к классу недосыщенных пород. Этот способ подразделения согласуется также вполне хорошо с классификацией, основанной на процентном содержании кремнекислоты и употребляемой более старыми авторами, как это показано внизу таблицы, в процентах кремнекислоты.

		Пересыщенные			Насыщенные			Недосыщенные		
		I Кварц	II Кварц + полевые шпаты		III Полевые шпаты			IV Полевые шпаты + фельдшпатоиды	V Фельдшпатоиды	VI Мафические минералы преобладают
			Преобладание ортоклаза	Преобладание плагноклаза	Преобладание щелоч. полев. шпатов	Преобладание натрово-известковых плагноклазов	Преобладание известково-натровых плагноклазов			
Платонические	Фельсические	Изверженные кварцевые жилы (аризонит, силексит)	Гранит	Гранодиорит (тоналит)	Спеллит	Диорит	Анортозит	Нефелиновый спеллит	×	
	Промежуточные или мафелсические		×	×	×	×	Габбро	Тералит и теменит	Ийолит	
	Мафические				×	×	×	×	×	Перидотит-диокрит
Гипабиссальные			а п л м т п о р ф и р ы Л а м п р о ф и р ы							
		Гранофир-фельсит	п е х ш т е й н				Долерит	Тингуант		
			Тахилит							
Вулканические		Риолит	Дацит	Трахит	Андезит	Базальт	Фоволит	Лейцитифир	Богатый олив-ном Базальт	
		п е х ш т е й н				Тахилит		Нефелин-базальт	Лимбургит	
		О б с и д и а н						Лейцит-базальт		
Средний % кремнекислоты		90	72	66	59	57	48	34,3	43	41

Горизонтальное подразделение разбито на плутоническую, гипабиссальную и вулканическую группы. В плутонической группе дальнейшее подразделение сделано соответственно тому, состоят ли породы преимущественно из фельсических минералов или из мафических минералов, или обнаруживают приблизительно равные количества минералов той и другой группы, и в таблице названия типа пород разместились в соответствии с этим подразделением. Крестик указывает, что породы, которые занимают это место в классификации, известны, хотя названия им не даны. Эта минералогическая классификация хорошо приложима только к плутоническим породам. Вулканические породы размещены в таблице согласно их выкристаллизовавшимся минералам, но благодаря более или менее большому присутствию стекла и криптокристаллического вещества вулканические породы могут быть не вполне эквивалентны плутоническим породам, помещенным в таблице выше их. Как указано выше, дальнейшее усложнение вызывается тем обстоятельством, что между вулканическими и плутоническими магмами существует по самой природе различие в их химическом составе. Если стандартный минералогический состав среднего андезита выразить в цифрах, то найдем, что он содержит 15% избытка кремнекислоты, который может существовать в скрытом («оккультном») состоянии в стекле или криптокристаллической массе. Поэтому, если средняя андезитовая магма получилась бы полнокристаллической, то ее минеральный состав соответствовал бы более кварцевому диориту или гранодиориту, чем настоящему диориту.

В гипабиссальной группе некоторые структурные типы могут иметь широкий ряд минерального состава. Например аплиты и порфиры практически занимают целый ряд. Состав какого-нибудь особенного типа обозначается приставкой к названию плутонической породы, которой ближе всего он соответствует, как гранит-порфир, сиенит-аплит и пр.

Номенклатура. Хотя номенклатура изверженных пород росла вместе с наукой, к несчастью она развивалась чисто случайным путем и не была основана на определенной научной системе. Чаще всего употребляют окончания *ит*, прибавляемые к корням, которые по Холмсу происходят не меньше, чем из двадцати двух различных источников. Эти окончания применяются также для обозначения минералов, сплавов, взрывчатых веществ, кристаллов для радио и для множества других естественных и искусственных веществ. Некоторые петрографические имена имеют древнее происхождение. *Сиенит* (от Сиены, Египет), *базальт* и *порфир* относятся к римским временам. *Гранит* был впервые употреблен Цезальпином (Caesalpinus) в 1596 г. Дру-

гие термины происходят от народных названий или шахтерских наименований в местностях, где породы были впервые отмечены, как, например, *габбро* от тосканского слова; минетта, от термина, употребляемого вогезскими рудокопами. *Трахитом* названа порода потому, что она шероховата на ощупь: *клинкстон* (на древне-греческом — *фонолит*) происходит от звучания породы при ударе молотком. Многие из новейших имен произведены от местностей, из которых породы были впервые соответствующе описаны. За исключением сиенита, первым названием по местности был *андезит*, введенный Л. ф. Бухом (1835) для типичных лав Анд. В качестве других примеров можно привести *бостонит* (Бостон, Массачузетс), *ларвикит* (Ларвик, южная Норвегия) и *тоналит* (Тональские Альпы).

Другим способом употребления названий по местности является приставка названия местности к одной из более значительных групп наименований, указывающей на особую разновидность, найденную и впервые описанную в этом месте. Примерами будут *маркл-базальт* (Markle), East (Lothian), *понза-трахит* (Понза, Италия). Разновидности главных типов пород часто обозначаются прибавлением названия существенного минерала, как, например, биотитовый гранит, гиперстеновый андезит, оливиновый базальт. Для гипабиссальных пород употребляются структурные термины¹, как порфир, аплит, вместе с названием соответствующей плутонической или вулканической породы, но употребляются также и специальные названия. Чисто стекловатые породы обозначаются особыми терминами, как *обсидиан*, *пехитейн*, *тахилит*, соответственно составу и внешнему виду. Для полукристаллических пород с сравнительно большим количеством стекла употребляются приставки *витро* и *гиало*; витро — указывает на то, что стекло хотя заметно, но присутствует в меньшем количестве, чем кристаллическое вещество; гиало — что стекло преобладает.

Гранит, гранодиорит и диорит. Эти три типа пород образуют естественную ассоциацию, которая характеризуется присутствием кварца, ортоклаза, плагиоклаза и разнообразных второстепенных минералов. Гранит и гранодиорит богаты кварцем (от 40 до 15%), но в кварцевом диорите и до диорита количество кварца постепенно уменьшается до нуля (рис. 42). От гранита к диориту идет соответственное уменьшение количества ортоклаза, в то же время происходит увеличение количества плагиоклаза (обыкновенно олигоклаза). Второстепенные минералы представлены чаще всего биотитом и роговой обманкой,

¹ Tyrrell. Geol. Mag., LVIII, 1921, p. 499.

биотит встречается большею частью в гранитном конце, а роговая обманка в диоритовом конце ряда. Пироксены (авгит и гиперстен) встречаются сравнительно редко. Магнетит, пирротин¹, окислы железа, апатит и циркон широко распространены, но в очень небольшом количестве. Общее количество мафических минералов возрастает от гранита к диориту. Сред-

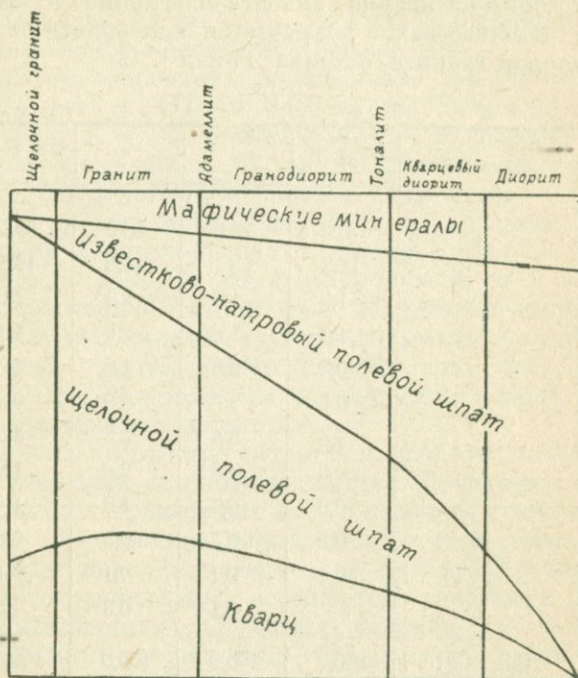


Рис. 42. Диаграмма, поясняющая соотношение пород гранодиоритового ряда. Пересечения на вертикальной линии дают относительные количества породообразующих минералов для данной породы.

ний химический состав пород этой серии представлен в таблице IV.

Соответственно изменению в минеральном составе наблюдается увеличение в SiO_2 , Na_2O и K_2O и увеличения Al_2O_3 , окислов железа, MgO и CaO при переходе от щелочных гранитов к диоритам.

В нормальном типе гранита всегда имеется подчиненное ко-

¹ Rastall and Willcockson, Q. J. G. S., XXI, pt. 4, 1917, p. 617.

личество плагиоклаза, обыкновенно олигоклаза. В щелочных гранитах этот минерал исчезает, а мафические минералы представлены щелочными разновидностями эгирином и рибеккитом, давая эгириновый гранит и рибеккитовый гранит. Для первого имеется прекрасный пример породы изолированной скалы, острова Рокал в северной части Атлантического океана. *Рокалит* состоит из кварца, альбита и эгирина, приблизительно в равных количествах и встречается как основная сегрегация в эгириновом граните острова Рокал¹.

ТАБЛИЦА IV.

	1	2	3	4	5
SiO ₂	73,2	72,0	66,0	59,5	56,8
Al ₂ O ₃	12,5	13,1	15,3	16,5	16,7
Fe ₂ O ₃	1,9	1,5	2,0	2,6	3,2
FeO	1,3	1,8	2,9	4,1	4,4
MgO	0,2	0,6	1,8	3,8	4,2
CaO	0,5	1,5	3,8	6,2	6,7
Na ₂ O	4,6	3,5	3,5	3,0	3,4
K ₂ O	4,9	4,8	2,8	1,9	2,1
H ₂ O	0,6	0,7	1,0	1,4	1,4
TiO ₂	0,2	0,3	0,5	0,6	0,8
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
P ₂ O ₅	—	0,1	0,3	0,3	0,2
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Удельн. вес	2,64	2,64	2,73	2,80	2,85

1. Средний щелочной гранит из 13 анализов².

2. Средний гранит (роговообманковый, биотитовый и авгитовый граниты), из 19 анализов³.

3. Средний *гранодиорит* (тоналит, кварцевый монцонит и гранодиорит), из 37 анализов⁴.

4. *Кварцевый диорит*, из 20 анализов⁵.

5. *Диорит*, средний из 70 анализов⁶.

¹ Tyrrell. Geol. Mag., LXX, 1924, pp. 19 — 25.

² Osann-Rosenbusch. Gesteinslehre, p. 113. Fourth edition, 1923.

³ Ibid., p. 26.

⁴ Dal y. Igneous Rocks and their Origin, 1914, p. 25.

⁵ Ibid., p. 26.

⁶ Ibid., p. 26.

Нормальные граниты называются по соответственно наиболее преобладающему второстепенному минералу, например, мусковитовый, биотитовый, роговообманковый или авгитовый гранит. Граниты корнуэльские и шотландские дают многочисленные примеры обычных биотитовых и роговообманковых типов. Августовые граниты находятся среди кайнозойских интрузий западных островов Шотландии и гиперстеновый гранит (чарнокит) находится в архее Индии и западной Африке.

С увеличением количества плагиоклаза по отношению к ортоклазу, гранит переходит в гранодиорит. Может также быть некоторое уменьшение количества кварца и увеличение мафических составных частей. Когда оба полевых шпата встречаются в приблизительно одинаковом количестве, то иногда употребляется термин *адамеллит* (Адамелло, Альпы). Подобным же образом *тоналит* (Тоналло, Альпы) употребляется для гранодиоритов, в которых плагиоклаз находится в большом избытке по сравнению с ортоклазом. Кварцевые диориты отличаются от гранодиоритов тем, что содержат гораздо меньшее количество кварца; иными словами они очень похожи на тоналиты. При практическом исчезновении кварца и ортоклаза серия кончается диоритом.

Гранодиориты, кварцевые диориты и диориты находятся в большом числе среди красного песчаника Шотландии. Многие из так называемых гранитовых масс Галлоуэя, Грампианских гор и района Абердиншира принадлежат к этой серии.

Все эти типы пород от гранита до диорита представляют характерную плутоническую ассоциацию, связанную с орогенической деятельностью. Громадное большинство значительных современных гор и размытых горных цепей прошлых геологических времен обнаруживают ядра гранодиоритовых типов.

Эти породы встречаются в виде огромных батолитов, а также в штоках в сравнительно небольших интрузиях (bosses).

Кварцевый диорит и диорит, однако, имеют склонность встречаться как краевые фации гранитовых или гранодиоритовых масс и в виде небольших самостоятельных штоков и других тел.

Употребление терминов аплитовый и порфировый было уже объяснено (стр. 107). *Аплит* представляет собой мелкозернистую, равномернозернистую, аллотриоморфную форму плутонической породы, которая встречается в виде дайк, жил или контактовых фаций и обыкновенно слегка отличается от родоначальной магмы в направлении увеличения кислотности или фельсических минералов. *Порфир* является гипабис-

сальной формой плутонической магмы, обнаруживая один или несколько минералов в виде фенокристаллов в афанитовой основной массе. Почти все гранитовые массы и многие гранодиориты и диориты, связаны с аплитами и порфирами в форме сопутствующих дайк в виде краевых фаций. Рибеккитсодержащая порода Айльза Крейга (Ailsa Craig, Firth of Clyde) является примером аплитовой формы щелочного гранита. Другой способ обозначения аплитов заключается в употреблении приставки *микро*, прилагаемой к названиям плутонических пород, к которым они отнесены.

Таким образом, породу Айльза Крейга (Ailsa Craig) можно назвать *рибеккитовым микрогранитом*. Специальным, но не обязательным названием этого типа является *пэзани* (Пэсани, Техас (Paisani)). Подобным же образом диорит-аплиты или микродиориты иногда называются *малхитами*¹.

Когда микрогранит содержит письменные прорастания кварца и полевого шпата, то он называется *гранофиром*.

Уменьшение величины зерна до микро- или криптокристаллических размеров приводит к типу, известному под названием *фельзит*, и так как кварц является в этом типе обычно порфировым, то мы имеем кварцевый фельзит или кварцевый порфир.

Некоторые типы пехштейнов представляют почти чисто стекловатые формы гранитовой магмы, другие близко соответствуют гранодиориту или даже диориту.

Сиенит. Нефелиновые сиениты и связанные с ними щелочные породы. *Сиениты* и *нефелиновые сиениты* являются плутоническими типами, которые характеризуются преобладанием щелочного полевого шпата в одном случае и щелочного полевого шпата с нефелином в другом. В сиените может находиться немного кварца и плагиоклаза в качестве второстепенных минералов, а нефелиновые сиениты могут содержать значительное количество альбита, который в этом случае может рассматриваться как щелочной полевой шпат. В сиените мафическими минералами являются роговая обманка, биотит или авгит; таким образом, бывают роговообманковые сиениты, биотитовые сиениты и авгитовые сиениты. Чисто ортоклазовые или калиевые сиениты являются крайне редкими. В большинстве случаев ортоклаз сравнительно богат альбитовой молекулой, и имеется довольно заметное количество плагиоклаза (олигоклаза) и кварца, как, например, в сиенитовом типе Плауена (Саксония). Сиениты, которые богаты щелочным полевым шпа-

¹ От Мальчен (Malchen), местное название для Мелибокуса (Melibocus) в Оденвальде.

том и совершенно лишены плагиоклаза, называются *щелочными сиенитами*. Породы такого характера являются наиболее распространенными типами сиенитов, и им было дано много особых названий. При небольшой примеси кварца эти породы называются *нордмаркитами* (Нордмарк, Норвегия); при большом недостатке кремнекислоты, так что их облик определяется незначительным количеством нефелина, они получают название *пуласкитов* (Пуласки, Арканзас). Красивый, так называемый «синий гранит», который широко применяется для магазинных фасадов, принадлежит к щелочным сиенитам и называется *ларвикитом* (Ларвик, Норвегия). Мерцающий синий полевой шпат в нем является анортотоклазом, мафические минералы представлены титан-авгитом, биотитом, оливином и магнетитом.

Сиениты, содержащие фельдшпатоидные минералы, содалит или анальцим, соответствуют химически щелочной сиенитовой группе; так, например, мы имеем такие типы, как *содалитовый сиенит* (Монтана, Сев. Америка) и *анальцимовый сиенит* (Мочляйна, Айршир). Щелочные сиениты, в которых увеличивается количество мафических минералов, так что породы принадлежат уже к промежуточной «мафельситической» группе, называются *шонкинитами* (Шонкин Сэг, Монтана). Сиениты и щелочные сиениты, в которых плагиоклаз и щелочные полевые шпаты находятся приблизительно в равных количествах, называются *монцонитами* (Монцони, Тироль). В то же самое время плагиоклаз становится более кальциевым; приближаясь к андезину или даже к лабрадору, относительное количество мафических минералов увеличивается.

В группе нефелинового сиенита мафическими минералами могут быть биотит, натровые пироксены (эгирин-авгит и эгирин), натровые амфиболы (арфведсонит, баркевикит и пр.), гранат (меланит), окислы железа, апатит, циркон и сфен. Кроме того, в нефелиновых сиенитах и их пегматитах встречается большое число необычных минералов, из которых был получен ряд редких элементов. Для разновидностей нефелинового сиенита были даны многочисленные специальные названия на основании небольших отличий, главным образом, в железисто-магнезиальных минералах. Когда щелочной полевой шпат представлен только альбитом, то употребляется название *канадит*. Примеры находятся в Онтарио, Швеции и южной части СССР¹. Нефелинсодержащая порода, соответствующая

¹ *Примечание редактора.* В южной части СССР эта порода называется мариуполитом.

щая монцониту, называется нефелиновым монцонитом и была найдена на Мадагаскаре.

Когда в нефелинсодержащих плутонических породах плагиоклаз (обыкновенно лабрадор) становится преобладающим полевым шпатом, мы получаем породу, известную под названием *тералит*. Розенбушевский тип тералита из Дуппау (Duppau), Богемия, содержит лабрадор, нефелин, титан-авгит, баркевикит, окислы железа, биотит и оливин, а характер самой породы фельсический.

Тип, соответствующий тералиту, в котором анальцит занимает место нефелина, называется *тешенитом* (Тешен, Моравия), и встречается гораздо чаще, чем тералит. Наиболее известное развитие тешенита находится в Мидленд Валлей (Midland Valley) в Шотландии, где он встречается в виде

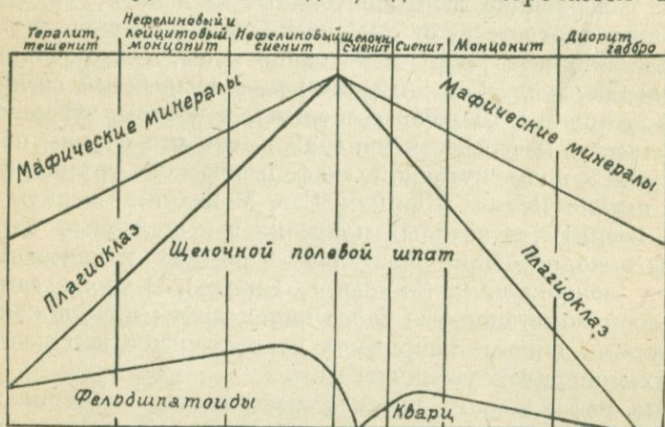


Рис. 43. Диаграмма, представляющая соотношение в ряде тералит — нефелиновый сиенит — сиенит-габбро.

интрузивных залежей верхнего каменноугольного и пермского возраста¹. Дифференциация в направлении концентрации тяжелых минералов приводит от тешенита к образованию сначала *пикрита*, который является мафическим типом, еще содержащим небольшое количество анальцита и полевого шпата, и, наконец, к образованию *щелочного перидотита*.

Изменение нефелинового сиенита в направлении уменьшения и исчезновения всех полевых шпатов, так что порода состоит из нефелина + мафические минералы (главным образом пироксены), приводит к типу, называемому *ийолит* (Ййола, Финляндия).

¹ G. W. Tyrrell. Classification and Age of the Analcite-bearing Igneous Rocks of Scotland. Geol. Mag., LX, 1923, pp. 249 — 260.

Ийолит является мафельсическим типом; фельсическая порода, в которой нефелин преобладает, называется *уртитом* (Ляувр Урт, Кольский полуостров), и соответствующая мафическая порода названа *мельтейгитом* (Мельтейг, Фен-Норвегия)¹. Анализом содержащая порода, соответствующая ийолиту, является *люгаритом* (Люгар, Аиршир) и соответствующая мельтейгиту — *бекинкинитом* (Бекинкина, Мадагаскар).

Все породы, описанные в этой части, встречаются в виде небольших штоков, вулканических узких интрузий (plugs), интрузивных залежей, неправильных интрузий или больших дайк. Их минералогическое соотношение показано на диаграмме рис. 43, а их химический характер в таблице V.

ТАБЛИЦА V.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	62,0	58,6	55,3	54,6	45,1	42,8
Al ₂ O ₃	17,9	16,4	16,5	19,9	16,6	18,9
Fe ₂ O ₃	2,2	3,6	3,0	3,4	4,8	3,9
FeO	2,3	3,1	4,4	2,2	7,0	4,8
MgO	1,0	3,1	4,2	0,9	5,1	3,2
CaO	2,5	4,5	7,2	2,5	9,3	10,5
Na ₂ O	5,5	3,5	3,5	8,3	5,3	9,6
K ₂ O	5,0	4,8	4,1	5,5	2,5	2,3
H ₂ O	0,8	1,1	0,7	1,3	1,9	0,8
TiO ₂	0,6	0,9	0,6	0,9	1,7	1,6
MnO	0,1	0,1	0,1	0,3	0,1	0,2
P ₂ O ₅	0,1	0,3	0,4	0,2	0,6	1,4
Сумма . . .	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Удельный вес	2,70	2,78	2,80	2,70	2,98	2,94

1. Средний *щелочной сиенит*, из 23 анализов Daly. *Igneous Rocks and their Origin*, 1914, p. 22.

2. Средний *сиенит*, из 11 анализов. Ibid., стр. 21.

3. Средний *монзонит*, из 12 анализов. Ibid., стр. 23.

4. Средний *нефелиновый сиенит*, из 43 анализов. Ibid., стр. 24.

5. Средний *тералит*, из 4 анализов. Osann-Rosenbusch *Gesteinslehre*, 4th ed., 1923, p. 230.

6. Средний *ийолит*. из 6 анализов. Daly, op. cit., p. 33.

¹ W. C. Brögger. *Eruptivgesteine des Kristianiagebietes*, IV. Das Fen Gebiet, 1921, p. 18.

Порфиры и аплиты, соответствующие всем этим породам, встречаются, но сравнительно редки. *Тингуаит* является трахитоидной жильной породой семейства нефелинового сиенита, которая характеризуется большим количеством иголочек эгирина.

Габбро, анортозит и перидотит. Габбро вместе с анортозитом и перидотитом образует очень важную и распространенную группу плутонических изверженных пород. Их минералогический состав и номенклатура показаны в нижеследующей таблице.

	Ромб. пироксены	Монокл. пироксены	Пироксен и оливин	Оливин	Только полевые шпаты
Лабрадор	Норит	Габбро	Оливиновое габбро	Троктолит	Анортозит
От битовнита до анортита	Эвкрит		Анортит—перидотит	Алливалит	Анортитовая порода
+ кварц Лабрадор + нефелин и щел. пол. шпаты	Кварцев. габбро		Э с с е к с и т		
Только мафические минералы	Пироксенит		Перидотит	Дунит	

Биотит, роговая обманка, ильменит и магнетит являются аксессуарными минералами в габброидных породах, а иногда случайно, местами имеют такое значение, что образуют разновидность породы. Структура обыкновенно грубая и гипидиоморфная. Анортозиты и анортитовые породы обладают фельсическим составом; пироксениты и перидотиты являются мафическими или голомафическими; остальные габброидные породы обыкновенно мафельсические; полевошпатовые компоненты имеются приблизительно в равном количестве с мафическими компонентами.

Нориты, габбро, оливиновые габбро и троктолиты имеются в большом количестве в Корнуэльсе (Cornwall), в местности Балантре (Аиршир), Абердиншир и на западных островах Шот-

ландии. Последний район дает прекрасные примеры эвкрита, анортит-перидотита, алливалита и анортитовой породы.

Кварцевое габбро, повидимому, представляет плутоническую форму часто встречающейся и широко распространенной магмы, которая дала необыкновенно многочисленные кварцеводолеритовые дайки и интрузивные залежи Англии, восточных штатов Америки, Гвианы, южной Африки, западной Австралии и пр.; кварцевое габбро или кварцевый норит является главной породой громадных лополитов Сёдбери (Онтарио) и Дьюлус (Миннесота). В Британии наилучшие примеры находятся в Карок Фелл (Carock Fell), в области озер. Эта порода состоит из лабрадора, диаллага и титанистого железняка с кварцем и щелочным полевым шпатом в микрографическом прорастании.

В то время как кварцевое габбро происходит от нормальной габбровой магмы, слегка пересыщенной кремнекислотой, *эссекситы* представляют ту же самую магму, но только с легким недостатком кремнекислоты, так что некоторую часть полевого шпата может замещать небольшое количество нефелина. Могут также присутствовать щелочные полевые шпаты, а пироксены и роговая обманка могут указывать на большее богатство натром, чем в породах типа обыкновенного габбро. В Британии типичные эссекситы встречаются в связи с каменноугольной изверженной деятельностью Шотландии. Относительно типа эссексита из Эссекса (Essex Co.), Массачузетс, было доказано, что он представляет частью гибридную породу, состоящую из смеси габбро и нефелинового сиенита¹.

Анортозиты в отношении происхождения являются загадочной породой. Они встречаются в виде громадных тел, по размеру отвечающих батолитам, в Канаде, Адайрондэкс (Нью-Йорк) и в Скандинавии. Боуэн думает, что они обязаны своим происхождением сегрегации плагиоклазовых кристаллов из габбровой магмы и что анортозитовой магмы никогда не существовало². Однако, другие авторитеты, особенно Фохт, оспаривают этот взгляд³. Название было дано Стерри Гунтом канадской породе и происходит от французского термина для плагиоклаза, *anorthose* (анортоз). Это название неудачно, так как оно подразумевает, что порода составлена из анортита или анортоклаза, тогда как наиболее обычным полевым шпатом является лабрадор.

¹ C. H. Clapp. The Igneous Rocks of Essex Co. Mass. Bull. U. S. G. S., № 704, 1921, p. 124.

² N. L. Bowen. The Origin of Anorthosite. Journ. Geol., 25, 1917, pp. 209 — 243.

³ J. N. L. Vogt. The Physical Chemistry of the Magmatic Differentiation of Igneous Rocks. Videnskapselsk. Skr., I, Math.-Nat. Kl. Kristiania, 1924, № 3, pp. 52 — 98.

Пироксениты и перидотиты могут быть образованы путем концентрации пироксенов и оливина из щелочных пород, содержащих эти минералы (стр. 114), но, обыкновенно, они ассоциируются с породами габбрового семейства. Биотит и роговая обманка могут иногда присутствовать в большом количестве и давать особые типы пород. Во многих перидотитах встречаются в виде второстепенных минералов, хромит или шпинели, как, например, герцинит и пикотит. На основании небольших минералогических различий породам этой группы были даны многочисленные специальные названия. Одним из наиболее хорошо известных перидотитов является перидотит озера Лерз в Пиренеях. Он состоит главным образом из оли-

ТАБЛИЦА VI.

	1	2	3	4	5
SiO ₂	53,8	48,2	48,6	50,4	41,1
Al ₂ O ₃	16,8	17,9	18,0	28,3	4,8
Fe ₂ O ₃	2,4	3,2	4,3	1,1	4,0
FeO	7,0	6,0	5,6	1,1	7,1
MgO	4,9	7,5	4,0	1,3	32,2
CaO	7,0	11,0	8,9	12,5	4,4
Na ₂ O	3,1	2,5	4,3	3,7	0,5
K ₂ O	1,6	0,9	2,3	0,7	1,0
H ₂ O	1,7	1,4	1,3	0,7	3,5
TiO ₂	1,6	1,0	1,9	0,1	1,2
MnO	0,2	0,1	0,2	—	0,1
P ₂ O ₅	0,2	0,3	0,6	0,1	0,1
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Удельн. вес . .	2,80 ¹	2,94	2,84	2,72	3,18

1. *Кварцевое габбро*, среднее из 11 анализов кварцевого габбро, кварцевого норита и кварцево-ортоклазового габбро. Washington. Chem. Anal. Ign. Rocks, 1884 — 1913. Prof. Paper, 99, U. S. G. S., 1917.

2. *Габбро* (включая оливин-габбро), среднее из 41 анализа. Daly. Igneous Rocks and their Origin, 1914, p. 27.

3. *Эссексит*, среднее из 20 анализов. Ibid., стр. 30.

4. *Анортозит*, среднее из 12 анализов. Ibid., стр. 28.

5. *Перидотит*, среднее из 31 анализа. Ibid., стр. 29.

¹ Carrock Fell.

вина с подчиненным количеством диопсида, энстатита и пикотита и называется *лерцолитом*. В местностях Британии, где развиты габбро, также имеются некоторые пироксениты и перидотиты.

Химический состав пород, которые рассматривались в этой части, иллюстрирован выбранными анализами, данными в таблице на стр. 118.

Долерит и лампрофир. *Долерит* — буквально значит обманчивая порода, название это было дано Гауи (Haüy) темной, тяжелой, мелкокристаллической изверженной породе, с сомнительным минералогическим характером. Теперь это название обозначает гипабиссальные формы габброидных, эссекситовых, тералитовых, тешенитовых и базальтовых магм. Долерит, в узком смысле, обозначает породу, состоящую из лабрадора, авгита и окислов железа: характерная структура его — офитовая. Этот состав соответствует составу нормального габбро; прибавление оливина или гиперстена, соответственно дает *оливиновый* или *гиперстеновый долерит*; получающиеся породы соответствуют оливиновому габбро и нориту. Акцессорный кварц, часто в прорастании с щелочными полевыми шпатами, дает тип *кварцевого долерита*, соответствующий кварцевому габбро. Эта порода распространена по всему свету¹ в чрезвычайно большом количестве и является главной породой громадных дайк, простирающихся с запада на восток и сопровождающих интрузивных залежей Медлэнд Валлей (Madland Valley) Шотландии и Северной Англии (Great Whin Sill). Долеритовые породы, представляющие гипабиссальные формы эссексита, тералита и тешенита, также известны и могут быть соответственно названы *эссекситовым*, *тералитовым* и *тешенитовым долеритом*. Химический состав долерита тесно соответствует составу его родоначального глубинного типа.

Долерит, в котором плагиоклаз был частью или полностью изменен, с образованием карбонатов, цоизита, эпидота или альбита, а пироксен перешел в хлорит или роговую обманку, оливин в серпентин и ильменит в лейкоксен, называется *диабазом*. Этот термин в Англии, частью во Франции, начинает выходить из употребления и, может быть, останется для обозначения общего типа породы, которая особенно часто встречается в связи с рудными месторождениями и в районах с слабой степенью регионального метаморфизма.

Термин *лампрофир* был впервые употреблен Гюмбелем для некоторых меланократовых жильных пород Фихтельгебирге (Саксония). Группа обнимает широкий ряд пород, различающихся по химическому и минералогическому составу.

¹ G. W. Tyrrell. Geol. Mag., 1909, pp. 299 — 309; 359 — 366.

В породах фельсических минералов немного больше, чем мафических (*дофельсический тип*) или они в равном количестве (*мафельсический тип*) и характерны изобилием эвгедральных кристаллов, обуславливающих панидиоморфно-зернистую структуру. Эти породы встречаются в виде даек и небольших интрузивных залежей. Составными частями являются полевые шпаты, как ортоклаз, так и плагиоклаз (олигоклаз или андезин) и железисто-магнезиальные минералы, которыми могут быть пироксены или амфиболы, но чаще всего является биотит. Оливин может встречаться в более основных типах и обычно серпентинизирован. Состав и номенклатура главных типов указаны в следующей таблице.

Железо-магнезиальные минералы	Преобладает ортоклаз	Преобладает плагиоклаз	Без полевого шпата
Биотит	Минетта (термин рудокопов в Эльзасе)	Керсантит (Керсантон, Бретань)	(с мелилитом) Альбит (Альбё, Швеция)
Авгит и/или роговая обманка	Вогезит (Вогезы)	Спессартит, одинит (порфи́ровая разновидность) (Спессарт, Германия)	↓ ↑
Щелочные пироксены и/или амфиболы	Натровая минетта (частично также вогезит)	Камптонит (Камптон Фолс, Нью-Хампшир)	(с анальцимом) Мончикит (Сьерра Мончик, Португалия)

Минетта, вогезит, керсантит и спессартит встречаются как основные продукты дифференциации гранитовых или гранодиоритовых магм и являются дополнительными к аплитам и пегматитам. Их особенно много в частях горных хребтов верхнего каменноугольного времени (герцинских), которые мы находим в Корнуэльсе и Девоншире, Бретани, южной Германии и Саксонии, откуда и произошли названия. Натровая минетта, камптонит, альбит и мончикит генетически связаны с глубинными богатыми щелочами породами, особенно нефелин-сиенитом.

Риолит и дацит. Риолит является вулканическим эквивалентом гранита. Он обнаруживает те же самые минералы, как и гранит, включенные в большом количестве в стекловатой или криптокристаллической основной массе, которая очень часто

является флюидално - полосчатой. Кристаллические компоненты часто очень слабо развиты или отсутствуют. Крайняя стекловатая модификация риолита представляет чистое темное стекло, известное как *обсидиан*. Многие пехштейны тоже обладают риолитовым составом и отличаются своим смолистым блеском. Название риолит, данное Рихтгофеном в 1861 г., связано с частым нахождением флюидалных текстур в этих породах. Термин *липарит* (Липарские острова), употребляемый более часто европейскими петрографами, является синонимом риолита и был предложен И. Ротом (J. Roth) тоже в 1861 г. Многие древние риолиты, обсидианы и пехштейны теперь имеют структуру *фельзита*, благодаря наклонности стекла расстекловываться со временем. Их первоначальная природа часто обнаруживается в виде остатков (реликтов) сферолитовой, перлитовой и флюидалной текстур.

Риолиты, которые содержат заметное количество известково-натрового плагиоклаза, являются таким образом эквивалентными адамеллитовой разновидности гранодиоритов и называются *делленитами* (Деллен, Швеция)¹. Благодаря тому, что часто их трудно распознать, деллениды не описывались, как таковые, но, вероятно, рассматривались как риолиты или дациты и поэтому находятся, быть может, в большем количестве, чем предполагается. Типы риолитов, в которых плагиоклаз, видимый или скрытый в основной массе, значительно превосходит ортоклаз, и которые поэтому соответствуют тоналиту и кварцевому диориту, называются *дацитами* (Дация, Венгрия). Дациды приближаются по составу и структуре к андезитам, но отличаются от них избытком кварца или в виде фенокристаллов или в основной массе.

Некоторые типы риолитов представляют вулканические эквиваленты натровых гранитов, и в них наблюдаются фенокристаллы натрового ортоклаза или анортоклаза и кристаллы натровых пироксенов и натровых амфиболов, указывающие на их щелочной характер. *Комендит* (Коменд, Сардиния) является щелочным риолитом с эгирином, арфведсонитом и рибекитом. *Пантеллерит* (Пантеллерия, Средиземное море) отличается присутствием анортоклаза с эгирин-авгитом и триклинным щелочным амфиболом — коссиритом.

В Шотландии риолиты иногда находятся совместно с андезитами и дацитами в лавовых полях возраста древнего красного песчаника и нередко в кайнозойской изверженной свите Западных островов. Явления вулканических взрывов в последней

¹ G. W. Tyrrell. Contribution to the Petrography of Benquella. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 51, pt. 3, 1916, pp. 537—559.

области обязаны экструзии и интрузии риолитовых пород. В Уэльсе древние палеозойские свиты обнаруживают много риолитов, которые теперь полностью расстеклованы и нередко частью окремнели. Обсидиан характерен для некоторых современных вулканических извержений, как, например, в Исландии, в Йеллоустонском парке и Новой Зеландии. Щелочные риолиты были найдены в различных средиземноморских местностях, на что указывают их наименования, они встречаются также в колонии Кении (Сомалилэнд), Сокотре и во многих других африканских местностях. В Британии натровые риолиты были недавно описаны с острова Скомер, Пемброкшир. Дацит вообще находится в области широкого распространения андезитов (стр. 126).

Средний химический состав (в $\%$) членов этой группы приведен в нижеприводимой таблице VII.

ТАБЛИЦА VII.

	1	2	3
SiO ₂	72,1	72,6	66,9
Al ₂ O ₃	10,2	13,9	16,6
Fe ₂ O ₃	3,4	1,4	2,5
FeO	2,4	0,8	1,4
MgO	0,3	0,4	1,2
CaO	0,4	1,3	3,3
Na ₂ O	5,0	3,6	4,1
K ₂ O	4,5	4,0	2,5
H ₂ O	1,1	1,5	1,1
TiO ₂	0,4	0,3	0,3
MnO	0,1	0,1	—
P ₂ O ₅	0,1	0,1	0,1
Сумма . .	100,0	100,0	100,0

1. *Щелочной риолит*, среднее из 13 анализов комендита и пантеллерита. Osann-Rosenbusch, Gestein-lehre, 1923, S. 366.

2. *Риолит*, среднее из 64 анализов риолитов и липаритов. Daly. Igneous Rocks and their Origin, 1914, p. 19.

3. *Даци́т*, среднее из 30 анализов. Daly. Ibid., p. 25.

Трахит и фonoлит. Термин *трахит* первоначально употреблялся для всех лав, которые очень шероховаты на ощупь, но

теперь он сужен для обозначения вулканических эквивалентов сиенитов, т. е. лав, богатых ортоклазом или другими щелочными полевыми шпатами. Этот характерный для породы полевой шпат может встречаться в виде фенокристаллов (часто санидиновая разновидность ортоклаза) в основной массе, которая состоит главным образом из микролитов щелочного полевого шпата, ориентированных микропотоками (трахитовая структура). Трахиты называются по преобладающему цветному минералу, как, например, биотитовый трахит, авгитовый трахит, роговообманковый трахит и пр. Вулканические породы, соответствующие натровым сиенитам, являются распространенными и известны под названием *натровых трахитов*. Они обнимают разновидности, в которых существенными мафическими минералами являются эгирин или рибекит; когда же присутствует анортоклаз, титан-авгит, иногда оливин и небольшое количество нефелина, то получают название *кенит* (Кения). Другие разновидности обладают небольшим количеством анальцима или нефелина и представляют переход к фonoлитам (*фonoлитовый трахит*).

Вулканическая порода, которая является эквивалентом монцонита, содержащая щелочной и известково-натровый полевой шпат приблизительно в равных количествах, называется *трахиандезитом*. Авгит, биотит или роговая обманка бывают наиболее обычными мафическими минералами, и порода обыкновенно имеет трахитовую структуру. *Латит* (Лациум) практически является синонимом трахиандезита. Известны обсидианы и пехштейны трахитового или трахиандезитового состава, но они не присутствуют в таком большом количестве, как обсидианы и пехштейны риолитового состава.

Трахиты и трахиандезиты имеются на многих вулканических островах: о-ва Вознесения, Самоа, Ян Майен, Гавайи и др. и в умеренно-щелочных петрографических провинциях, как карбон Шотландии и кайнозойские изверженные поля Германии и Франции (Овернь), в виде продуктов дифференциации базальтовой магмы.

Название *фonoлит* является греческим, обозначающим звонкий камень (предложен Вернером), которое было предложено для обозначения некоторых германских лав, пластинчатые обломки которых издавали звонкий звук под ударом молотка. В новом употреблении, однако, термин фonoлит прилагается к лаве, характеризующейся существенным присутствием нефелина или лейцита, соответствуя таким образом по составу нефелиновому сиениту или лейцитовому сиениту. Нефелинсодержащие типы присутствуют в гораздо большем количестве и, кроме нефелина, содержат щелочной полевой шпат, а также

богатые натром пироксены и амфиболы. Некоторые фonoлиты богаты другими фельдшпатоидами, как, например, нозеаном, гаюином, и поэтому называются *нозеановыми* и *гаюиновыми фonoлитами*. Когда лейцитовый фonoлит становится очень богатым лейцитом, то называется *лейцитифиром*. Фonoлитовая лава, в которой присутствует существенное количество плагиоклаза, так же, как нефелин и щелочной полевой шпат, соответствуя таким образом по составу нефелиновому монцониту, была названа *викойтом* (Вико, Италия).

Фonoлиты встречаются спорадически в карбоне Шотландии (Traprain Law, Eildon Hills, Fintry). Прекрасный образец нозеанового фonoлита происходит с Вольфрок на Корнуэльском берегу. Типичными местностями для фonoлитов являются Саксония, Богемия и южная Германия. Лейцитовые фonoлиты и лейцитифиры имеются в большом количестве в Эйфеле и в некоторых итальянских провинциях.

ТАБЛИЦА VIII.

	1	2	3	4
SiO ₂	60,7	62,0	57,5	56,2
Al ₂ O ₃	17,7	17,5	20,6	17,4
Fe ₂ O ₃	2,7	2,9	2,4	3,7
FeO	2,6	1,6	1,0	3,4
MgO	1,1	0,6	0,3	2,5
CaO	3,1	1,1	1,5	5,2
Na ₂ O	4,4	6,6	8,8	5,0
K ₂ O	5,7	5,9	5,3	3,6
H ₂ O	1,3	1,2	2,0	1,3
TiO ₂	0,4	0,4	0,4	1,0
MnO	0,1	0,1	0,1	0,2
P ₂ O ₅	0,2	0,1	0,1	0,5
Сумма . .	100,0	100,0	100,0	100,0

1. *Трахит*, среднее из 48 анализов. Daly. *Igneous Rocks and their Origin*, 1914, p. 21.

2. *Щелочной трахит*, среднее из 21 анализа. Osann—Rosenbusch. *Gesteinslehre*, 1923, S. 378.

3. *Фonoлит*, среднее из 25 анализов. Daly. *Op. cit.*, p. 24.

4. *Трахитандезит*, среднее из 19 анализов. Osann—Rosenbusch. *Op. cit.*, p. 416.

Средний химический состав (в %/о) членов этой группы указан в таблице на стр. 124.

Андезит и базальт. Андезиты и базальты являются очень важными группами, так как базальты наиболее распространенный тип лав, а андезиты в отношении распространенности следуют за ними (стр. 57). Их большое распространение обязывает к более детальному рассмотрению их вещества¹. Пересчет стандартного минерального состава среднего андезита и базальта обнаруживает, что существенное различие между двумя типами зависит от соотношения фельсических и мафических составных частей. Андезит является дофельсическим типом, а базальт мафельсическим типом, т. е. в андезите более чем $\frac{5}{8}$ породы состоит из фельсических составных частей, тогда как в базальте должно быть приблизительно равенство между двумя группами минералов.

Андезиты могут быть кратко определены как такие лавы, в которых плагиоклазовый полевой шпат является преобладающей составной частью. Щелочной полевой шпат может встречаться в подчиненном количестве, а кварц, хотя не всегда видим, но тем не менее находится в потенциальном или скрытом состоянии в криптокристаллических или стекловатых частях основной массы. Как упоминалось в другом месте (стр. 107), вычисление стандартного минерального состава среднего андезита дает 15% свободной кремнекислоты. Эта цифра, вероятно, слишком высока, и критический пересмотр анализов, из которых выведено среднее, заставил бы выкинуть некоторые из них, как нетипичные андезиты. Однако, можно сделать вывод, что андезит является несколько пересыщенной кремнекислотой лавой, которая может содержать избыток кремнекислоты максимум до 10%. Железисто-магнезиальными минералами могут быть биотит, роговая обманка, авгит, энстатит или гиперстен, давая разновидности: соответственно называемые: биотитовый андезит, роговообманковый андезит и т. д. В некоторых более основных типах может присутствовать спорадически оливин, который в этом случае должен рассматриваться, как реакционный минерал (стр. 78). Андезиты обыкновенно обладают порфировой структурой и фенокристаллами являются полевые шпаты и железисто-магнезиальные минералы. Основная масса обнаруживает трахитовую или гиалопилитовую структуру. Известны стекловатые породы андезитового состава, которые могут быть названы

¹ G. W. Tyrrell. Some Points in Petrographic Nomenclature. Geol. Mag., LVIII, 1921, pp. 496 — 499.

ситро - или гиалоандезитами, смотря по количеству присутствующего стекла. Некоторые пехштейны обладают андезитовым составом¹.

Изменение андезитов горячими углекислыми водами ведет к образованию из ранее существовавших минералов эпидота, кальцита, хлорита и серпентина, давая зеленоватые или сероватые разложенные породы, известные под названием *пропилитов*. Так как пропилитизация представляет очень широко распространенное явление в минерализованных районах андезитов, то термин пропилит, который начинает выходить из употребления, должен бы быть оставлен для определенных продуктов изменения.

Андезиты являются характерными породами вулканов, которые находятся на или около, или в связи с громадными складчато-горными цепями земного шара. Их название указывает на нахождение в Андах, но, к несчастью, андские андезиты являются менее всего изученными породами этой группы. Молодые и современные вулканы, которые опоясывают Тихий океан, извергают андезиты, особенно гиперстенсодержащие разновидности. Венгерские, балканские, кавказские и персидские районы андезитов имеют кайнозойский возраст и их извержение связано с образованием Альпийско-Гималайских цепей. Более древние андезитовые лавовые поля представлены многочисленными примерами. В Шотландии лавы возраста древнего красного песчаника являются, главным образом, андезитовыми (Ochil Hills, Cheviots, Carrick Hills, Lorne), и оливинсодержащие типы здесь обычны. Вершина Бен Невис (Ben Nevis) состоит из роговообманковой андезитовой лавы возраста нижнего древнего красного песчаника. Нижне-палеозойские лавы Уэльса и Озерной области (Showdon, Borrowdale etc.) являются также главным образом породами андезитового состава и находятся совместно с большим количеством риолитов.

Термин *базальт* употреблялся Плинием и как будто происходит от эфиопского слова, обозначающего черный, железосодержащий камень. Как определенное петрографическое название для обозначения некоторых саксонских пород он был впервые применен Агриколой. Базальты в современном употреблении слова могут быть определены как мафические лавы, в которых плагиоклаз и группа мафических минералов встречаются в приблизительно равных количествах. Мафические минералы состоят из авгита, оливина и окислов железа,

¹ Anderson and Radley. Pitchstones of Mull and their Genesis. Q. J. G. S., LXXI, 1917, pp. 205—217.

и только в исключительных случаях встречаются гиперстен, роговая обманка или биотит. Плагноклаз, хотя обычно бывает лабрадором; может колебаться от олигоклаза до анортита и может иметься небольшой остаток щелочного полевого шпата и кварца. Термин *базальт* относится к простой смеси лабрадора, авгита и окислов железа; *оливиновый базальт*, — когда оливин присутствует в заметном количестве.

Большинство базальтов представляет собой слегка недо-
сыщенные породы; когда недостаток кремнекислоты или обилие
натра и калия достаточно для того, чтобы вызвать иногда по-
явление небольшого количества нефелина, анальцима или калие-
вого полевого шпата, мы имеем в этом случае довольно обшир-
ный класс *щелочных базальтов* или *трахибазальтов* (раньше
трахидолериты)¹. Замечательным представителем этого класса
является шотландская порода, названная Харкером² *медже-
ритом* (Mugeary, остров Скай). Меджерит состоит из олиго-
клаза с заметным количеством ортоклаза и с мафическими ми-
нералами—оливином, авгитом и окислами железа. Он переходит в
трахиандезит при увеличении полевых шпатов и был найден в
большом количестве в шотландских лавах типа плато, имеющих
карбонный возраст, а также в кайнозойских полях Западных
островов.

Спилит является типом базальта, богатым натром, в котором
альбит или альбит-олигоклаз представляет преобладающий
полевой шпат. Эти породы обыкновенно сильно изменены, при
чем образуются карбонаты, а пироксены в большинстве слу-
чаев полностью переходят в хлорит или серпентин. Эллипсои-
дальное (pillow) сложение (см. стр. 42) развито более со-
вершенно в спилитах, чем в какой-нибудь другой изверженной
породе³.

С другой стороны, некоторые базальтовые магмы насыщены
или слегка пересыщены кремнекислотой. Кремнекислота может
появляться в кристаллической форме (в *кварцевом базальте*)
или может оставаться в скрытом состоянии в основной массе
(*бандаит*). Многие из этих пород находятся на границе между
андезитом и базальтом. Действительно, бандаит, который пред-
ставляет из себя лабрадорowo-пироксеновую лаву с избытком
кремнекислоты, имеет разновидности, переходящие в андезито-
вый класс. Изучение химического и минералогического со-
ставов пород, известных под названием *толеита*, которые
были описаны из кайнозойских изверженных районов запада

¹ Report of Committee on Petrographic Nomenclature, Min. Mag., XIX, 1921, p. 144.

² Tert. Ign. Rocks of Skye, 1904, p. 265.

³ A. K. Wells. Geol. Mag., LX, 1923, pp. 62—74.

Шотландии, показывает, что термин толеит, первоначально прилагавшийся Розенбушем к безоливиновой или бедной оливином плагиоклазово-авгитовой породе с интерсертальной структурой, может также с успехом быть применен к пересыщенным базальтам, богатым известью, в которых имеются сильно известковистые плагиоклазовые полевые шпаты, главным образом в виде фенокристаллов. У шотландских петрологов термин употребляется для обозначения интрузивных пород этого характера, которые обладают интерсертальной структурой¹. Базальтовое стекло или *тахилит* встречается сравнительно редко и главным образом находится на быстро остывших краях базальтовых интрузий.

Здесь также следует упомянуть базальтовые породы, в которых обильными и существенными составными частями становятся нефелин, анальцит или лейцит. Типы без оливина и содержащие как плагиоклаз, так и фельдшпатоид, известны под названием *тефрит*, а для пород с оливином употребляется термин *базанит*. Когда фельдшпатоиды преобладают, а полевой шпат находится в очень подчиненном количестве или даже отсутствует, то типы без оливина называются *нефеленитами* или *лейцититами*, а типы, богатые оливином, известны под названием нефелинового, анальцитового или лейцитового базальта, соответственно присутствующему фельдшпатоиду.

Некоторые базальтовые типы так богаты оливином, авгитом и железорудными минералами, что они становятся ультраосновными, и их нужно отличать от собственно базальтов. Полевые шпаты или отсутствуют, или находятся в очень незначительном количестве. Когда авгит становится преобладающим мафическим минералом, то употребляют название *анкарамит* (Анкарами, Мадагаскар)²; для типов, богатых оливином, было недавно предложено Лакруа название *океанит*³. Богатые стеклом породы, соответствующие анкарамиту, известны под названием *авгитит*, а соответствующие океаниту — *лимбургит*⁴.

Вообще базальт встречается в огромных излившихся породах, образующих лавовые потоки, которые местами покрывают площадь порядка сотен тысяч км² со средней мощностью до 1 км. Декан на Индийском полуострове; Колумбия и равнины Змеиной реки (Snake River plains) Западной Америки; громадное базальтовое плато, остатками которого является часть Гренландии, основание Исландии, Фарерские острова

¹ Mull Memoir, 1924, pp. 280, 284, 370—377.

² Lacroix. Comptes Rendus, Paris, tome 163, 1916, p. 182.

³ Lacroix. Mineral. de Madagascar, tome 3, 1923, pp. 49—50.

⁴ Osann-Rosenbusch. Gesteinslehre, 1923, p. 491.

Скай, Мул и Антрим, базальты Парана в Южной Америке — все это примеры этих огромных базальтовых полей.

ТАБЛИЦА IX.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	60,8	59,3	48,8	48,8	39,2	45,6
Al ₂ O ₃	17,3	16,6	15,8	16,0	12,6	8,3
Fe ₂ O ₃	2,9	3,1	5,4	4,3	5,9	2,3
FeO	2,5	3,5	6,3	6,3	7,4	10,2
MgO	2,5	3,4	6,0	5,4	11,6	21,7
CaO	5,5	6,3	8,9	8,2	12,9	7,5
Na ₂ O	4,0	3,6	3,2	3,9	3,6	1,3
K ₂ O	2,4	1,9	1,6	2,8	1,7	0,4
H ₂ O	1,2	1,3	1,8	1,5	1,9	0,6
TiO ₂	0,6	0,7	1,4	1,9	2,3	1,7
P ₂ O ₅	0,2	0,2	0,5	0,7	0,8	0,3
MnO	0,1	0,1	0,3	0,2	0,1	0,1
Сумма . .	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

1. *Биотитовые и роговообманковые андезиты*, среднее из 18 анализов. Osann-Rosenbusch, Gesteinslehre, 1923, p. 405.

2. *Гиперстеновые и авгитовые андезиты*, среднее из 20 анализов. Ibid., стр. 409.

3. *Базальт*, среднее из 151 анализа. Daly. Igneous Rocks and their Origin, 1914, p. 27. См. также средний анализ плато — базальтов (стр. 58).

4. *Трахибазальт*, среднее из 28 анализов. Osann-Rosenbusch, op. cit., p. 460.

5. *Нефелиновый базальт*, среднее из 21 анализа. Ibid., стр. 486.

6. *Океанит* (ультраосновной, богатый оливином «базальт»), среднее из 10 анализов Мадагаскара, Гавайи и пр.

Оливинсодержащие базальты являются главными продуктами огромных щитовых (shield) вулканов, которые поднимаются из океанических глубин (Гавайи), вулканов, которые образуют своеобразное строение Исландии и массы многих маленьких океанических островов. В последнем случае оливиновые базальты находятся совместно с распространенными трахибазальтами и подчиненными трахиандезитами и трахитами. Вместе с ними встречаются анкарамиты и океаниты в качестве продуктов дифференциации в ультраосновном направлении в то время, как нефелиновые базальты, тефриты и феонолиты

могут встречаться в виде небольших местных продуктов дифференциации в другом сильно щелочном направлении. Из древних базальтовых полей подобного же характера можно упомянуть каменноугольного возраста породы Шотландии, в которых базальты слегка щелочного характера находятся вместе с меджеритами, трахитами и фанолитами.

Спилиты, повидимому, являются характерными лавами геосинклинальных отложений и изливались на дне или у самого дна океана, в областях быстрой седиментации. Так как эти накопления впоследствии приподнимаются и сминаются в складки при образовании частей горных цепей, находящиеся совместно с ними породы обычно подвергаются небольшому метаморфизму, который превратил их в хорошо известные «зелено-каменные породы», офиты и серпентины областей складчатых гор.

Химический состав (в %%) андезитов и базальтов иллюстрируется анализами, приведенными в предыдущей таблице IX.

ГЛАВА VII.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ.

Родство горных пород. (Кровное родство — consanguinity). Термин *родство* (Иддингс)¹ употреблялся для обозначения того факта, что некоторые группы изверженных пород, члены которых ассоциированы во времени и пространстве, обладают общностью характера или «фамильным» сходством, выражающимся в их химических, минералогических, структурных и геологических особенностях. В то время, как химический состав родственных серий или свит может колебаться от кислых до ультраосновных типов, некоторые химические и минералогические черты остаются *постоянными*, т. е. практически являются общими для всех членов, тогда как другие черты *серийные*, т. е. обнаруживают правильное изменение свойств внутри серии. Так, в некоторых свитах постоянной отличительной особенностью является пересыщение кремнекислотой, которое вызывает появление свободного кремнезема в самых основных членах. Серийная особенность может быть выражена правильным изменением щелочей и окислов железа и магнезии внутри свиты. Некоторые серии характеризуются такой особенностью в минералогическом составе, как нахождение анортоклаза (например

¹ Bull. Phil. Soc. Washington, XII, 1892, pp. 128—130. Еще раньше в 1880 г. J. W. Judd отметил «родовое сходство» между некоторыми группами лав (Volcanoes, 1880, p. 202).

в норвежской, восточно-африканской и антарктической свитах). Родство в изверженных сериях приводит к предположению, что сходство возникло при некотором процессе дифференциации (глава VIII) из общей начальной магмы или некоторого числа тесно связанных между собой магм.

Изображение серий изверженных пород с помощью диаграмм¹. Химическое и минералогическое соотношение, получающееся в родственных сериях, можно выразить соответственными графиками, и таким образом серии могут быть представлены в формах, которые позволяют быстрое обозрение их отличительных особенностей. Диаграммы такого рода называются вариационными диаграммами. Чаще всего употребляются такие диаграммы, в которых кремнекислота строится по абсциссам, а другие окислы по ординатам, так что анализ выражается рядом точек на вертикальной линии. Соединением точек каждого окисла в ряде анализов, мы получим кривые, указывающие графически изменение каждого компонента по сравнению с кремнекислотой.

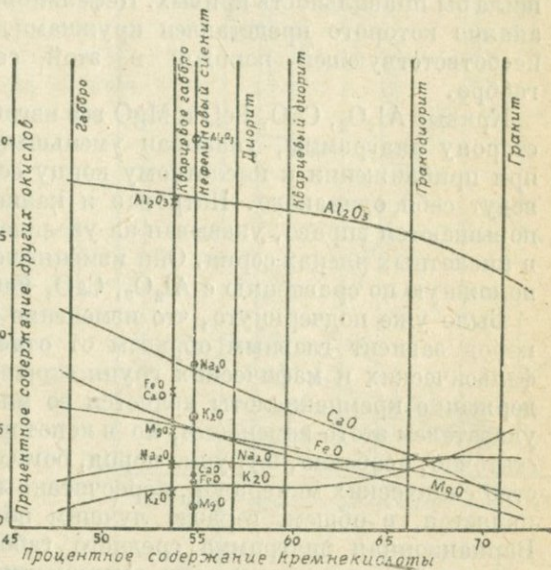


Рис. 44. Диаграмма изменения кремнекислоты в гранито-диоритовом ряду.

Так как количество кремнекислоты является грубым показателем степени дифференциации, которой порода достигла, то вместе взятые кривые представляют картину хода дифференциации, которая произошла в исследуемой серии пород, и выражают кратко их химический характер.

На рис. 44 представлена типичная вариационная диаграмма, получающаяся путем изображения анализов 2, 3, 4 и 5 в табл. IV, и анализа 2 в табл. VI. Эти анализы, вместе взятые,

¹ A. Harker, Nat. Hist. Ign. Rocks, 1909, pp. 118—132; A. Holmes. Petr. Methods and Calc., 1921, chap. XI.

представляют самый обычный тип серии изверженных пород, в котором происходит изменение от гранита до габбро через промежуточные стадии тоналита, кварцевого диорита и диорита. Кривые очень правильны, и точки мало отклоняются от них, тем самым указывая, что нанесенные анализы имеют действительные сериальные отношения. Крестики отмечают точки для анализа кварцевого габбро (табл. VI, 1). Уклоняющиеся положения этих точек показывают, что эта порода чужда серии, и если бы ее включить в нее, то она сильно нарушила бы правильность кривых. Нефелиновый сиенит (табл. V, 4), анализ которого представлен кружками, является еще более несоответствующей породой в этой серии, чем кварцевое габбро.

Кривые Al_2O_3 , CaO, FeO и MgO все изгибаются вниз в правую сторону диаграммы, указывая уменьшение этих компонентов при приближении к кислотному концу серии. Эти компоненты ведут себя одинаково. Натровая и калиевая кривые, однако, повышаются вправо, указывая на увеличение этих компонентов в кислотных членах серии. Они изменяются в сторону, противоположную по сравнению с Al_2O_3 , CaO, FeO и MgO.

Было уже подчеркнуто, что изменение в серии изверженных пород зависит главным образом от относительных количеств фельсических и мафических групп минералов. Процентное содержание кремнекислоты является во многих случаях грубым указателем этого изменения, но в некоторых сериях ее не достаточно, особенно, в группе пород, богатой щелочами. Количество щелочных минералов, пересчитанных по норме (стр. 100), является, в общем, гораздо лучшим показателем изменения. Вариационная диаграмма среднего габбро-гранитового ряда, в которой вместо процентного содержания кремнекислоты взято процентное содержание щелочных минералов, дана на рис. 45. Кривые идут в общем в том же самом направлении, как и на рис. 44, но более правильны, хотя улучшение не так очевидно в этой серии, как во многих других.

В этой диаграмме также показана кривая числа SiO_2 (silica number), которое выражает избыток или недостаток кремнекислоты в молекулярных количествах по отношению к количеству, требуемому как раз для насыщения породы. Оно получается из пересчета нормы. Свободный кварц, подсчитанный в молекулах, дает избыток кремнекислоты, тогда как недостаток подсчитывается по норме из количеств оливина и фельдшпатоидов в норме. В серии, иллюстрированной рис. 45, только габбро обнаруживает недостаток кремнекислоты.

Кривая пересекает ось абсцисс, т. е. число SiO_2 равно нулю, в точке, представляющей 65% фельсических минералов. Пер-

пендикуляр, восстановленный в этой точке, может быть назван *линией насыщения*. Точки, в которых линия пересекает кривые, дают приблизительный состав как-раз насыщенного породы рассматриваемой серии. Этот состав может быть назван *насыщенным составом*. Положение линии насыщения и насыщенного состава изменяется в различных сериях (рис. 45, 46) и имеет таким образом диагностическое значение.

Рассмотрение других типов вариационных диаграмм можно найти в вышеуказанных работах Харкера и Холмса.

Родственные группы изверженных пород. Группы, серии или свиты изверженных пород, которые обнаруживают родственные химические и минералогические черты и которые, по-видимому, генетически связаны между собою, можно назвать *родственными группами* (kindreds). Почти в таком же смысле употреблялись различные термины: серия, свита, «племя» (tribe), род (clan), ветвь (branch), поколение или родословное дерево; соотношение, определяемое родством, может быть различной степени близости. Термин «родственная группа» можно употреблять для широкого ряда или группировки, в которых родственность между породами является наиболее слабо выраженной. Внутри родственной группы могут быть выделены родственные подгруппы — «племена» (tribe), породы которых обнаруживают более тесные соотношения, а внутри этих подгрупп — роды (clan) с очень высокой степенью родственной близости. Подразделения на родственные группы, подгруппы и роды проходят через формальную класси-

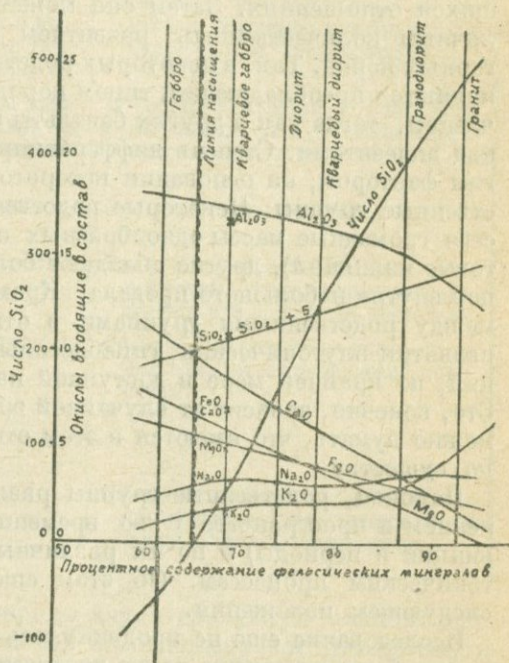


Рис. 45. Вариационная диаграмма гранит-диоритовой серии (объяснение см. текст, стр. 132).

фикацию, независимо от нее. Некоторые распространенные типы пород, такие как базальт, андезит и гранит, могут повторяться в нескольких различных группировках по родству. Родственная группа, хотя она может слагаться из большого разнообразия типов горных пород, прежде всего характеризуется общностью химических и минералогических особенностей, проявляющихся в постоянных или сериальных изменяющихся отношениях. Затем она может характеризоваться различным количественным развитием составляющих их типов горных пород. Так, в некоторых родственных группах андезиты являются преобладающим типом пород, а базальт подчиненным членом, тогда как в других базальты значительно преобладают над андезитами. Степень дифференцированности является другим фактором, на основании которого могут различаться родственные группы. Некоторые родственные группы содержат в себе громадные массы однообразных пород (например, базальтовые излияния), другие обладают большим разнообразием типов внутри небольшого предела. Кроме того имеются различия между родственными группами в отношении сравнительного развития плутонических, гипабиссальных и вулканических фаций, по крайней мере в доступной нашему наблюдению коре. Это, конечно, зависит от случайной эрозии и обнаженности, но можно думать, что имеются в этом отношении также различия по существу.

Наконец, родственные группы различаются их распространением в пространстве и во времени (петрографические провинции и периоды) и по их различным отношениям к геотектоническим процессам. Об этом еще будет говориться в последующем изложении.

Исследование еще не продвинулось настолько вперед, чтобы можно было различать такие родственные группы, а тем более мелкие подразделения и семейства. Вопрос еще находится в стадии изучения.

Мы дадим краткий обзор родственных групп, которые уже были предложены.

Очень широка и неясна, но тем не менее имеет большое значение группировка изверженных пород на щелочные (alkalic) и известковистые (calcic) (субщелочные, известково-щелочные), которой широко пользовались раньше. Вероятно, тот и другой термин охватывает по несколько отдельных родственных групп, и некоторые из них переходят через пограничную линию между обеими группами. Термины «щелочной» и «известковистый» тем не менее выражают действительную наклонность изверженных пород выделяться в совершенно противоположные сообщества, которые имеют различные химические, минералогические, гео-

графические и геотектонические отношения. Минералогический контраст может быть выражен таким образом ¹:

Щелочные	Известковистые
Щелочной полевой шпат, распространенный в фельсических и промежуточных типах пород и даже в некоторых мафических типах.	Щелочной полевой шпат не является обычным исключением в более кислых типах пород.
Натрово-известковые полевые шпаты не являются обычными, за исключением более мафических типов.	Известково-натровые полевые шпаты находятся в большом количестве во всем ряду.
Часто встречаются фельдшпатоиды.	Фельдшпатоиды отсутствуют.
Кварц появляется в более кислых типах пород.	Кварц встречается почти во всем ряду типов или выкристаллизовавшимся, или в скрытом состоянии.
Пироксены и амфиболы в богатых щелочами разновидностях.	Обычно присутствует авгит, роговая обманка и ромбические пироксены.
Ромбические пироксены отсутствуют.	
Слюды и гранаты обычны.	Слюды не являются обычными, за исключением более кислых типов пород. Гранаты очень редки.

Химически щелочные породы характеризуются высоким процентным содержанием щелочей по отношению к кремнезему и глинозему. В известковистых породах отношение щелочей к кремнезему и глинозему не так высоко, и такие компоненты, как известь и железисто-магнезиальные окислы, находятся в относительно большем количестве. В щелочных родственных группах насыщенность проявляется в относительно высоком процентном содержании кремнекислоты и отношением фельсических минералов к мафическим, тогда как в известковистых родственных группах насыщенность состава имеется при низком процентном содержании кремнекислоты и сравнительно небольшом отношении фельсических минералов к мафическим (стр. 103).

Остается теперь кратко отметить характерные черты некоторых других родственных групп. В 1911 г. Г. Дьюи (H. Dewey)

¹ A. Harker. Nat. Hist. Ign. Rocks, 1909, p. 91.

и сэр И. С. Флетт (Sir J. S. Flett)¹ установили *спилитовую* свиту в которой наиболее обычными типами являются спилит и диабаз вместе с часто распространенными кератофиром, натровым гранитом и пикритом. Предполагают, что в некоторых районах габбро и серпентины являются плутоническими представителями этой свиты. Существенной химической чертой является относительно большое содержание натра, которое отражается в появлении альбита, являющегося наиболее типичным полевым шпатом родственной группы. Альбитизация присутствует обычно в более основных членах. Спилитовые лавы очень часты в форме подушкообразных лав (pillow-form) и встречаются часто вместе с радиоляриевыми кремнистыми породами и другими морскими осадками.

Ф. Вольф предложил термин «арктическая» свита, заключающий в себе громадные потоки базальтов, которые находятся на Индийском полуострове, в Сибири и в Северно-Атлантической или Тулейской области. Сильно преобладающим типом породы в этой родственной группе является слегка пересыщенный базальт, который, по типу его залегания, назван *плато-базальтом*. Вместе с этими базальтовыми потоками (Деккан, Сибирь, Исландия) встречены в небольшом количестве риолиты и трахиты, но они еще мало изучены. Кроме того, арктическая родственная группа характеризуется исключительной однообразностью химического состава и залеганием, главным образом в вулканической форме.

Родственная группа, которая, вероятно, имеет тесную связь с плато-базальтом, характеризуется таким типом пород, как кварцевое габбро или кварцевый долерит². Эти породы очень широко распространены (Шотландия, северо-восточная Америка, Гвиана, Аргентина и Уругвай, южная Африка, Антарктика и западная Австралия) в виде мощных дайк и массивных интрузивных залежей, а в некоторых случаях в виде громадных лополитов — Дюлюс (Duluth), Инсицва (Insizwa) и пр. (см. стр. 28). В более широких массах встречается целая серия продуктов дифференциации, начиная от натрового гранита, через промежуточные типы до преобладающего кварцевого габбро и, наконец, оливинового габбро и ультраосновных пород.

Обычная гранодиорит-андезитовая родственная группа является типичным примером известковистой серии изверженных пород. Их плутонические члены колеблются от перидотита, оливин-габбро до габбро, а затем через диорит, кварцевый дио-

¹ Geol. Mag., 1911, pp. 202—209, 241—248.

² G. W. Tyrrell. Geology and Petrology of the Kilsyth-Croy District. Geol. Mag., 1909, p. 362.

рит и гранодиорит до гранита. Обыкновенно совместно встречающимися вулканическими породами бывают андезит, дацит и риолит. Вариационные диаграммы (рис. 44, 45) показывают химические черты этого поколения.

В. М. Гольдшмидт отличал родственные группы слюдяного диорита, характеризующиеся ранним и обильным выделением биотита в дифференционной серии гранодиорит-андезитового типа. Раннее удаление калия, входящего в состав биотита, приводит к образованию в более поздних стадиях богатых натром типов, так что одним из конечных продуктов является богатый олигоклазом гранит (трондjemит). Главные типы пород представлены биотитовым норитом, биотитовым диоритом и тронджемитом. Возможно, что эту серию можно рассматривать, как подгруппу или род гранодиорит-андезитовой родственной группы.

Важной родственной группой будет та, которая характеризуется присутствием анортозита и чарнокита (гиперстеновый гранит). Анортозит может появляться и в других родственных группах благодаря местной дифференциации, но в этой родственной группе анортозиты встречаются как одни из самых обширных тел изверженных горных пород, какие только известны. Термин чарнокитовая серия обозначает серию, начинающуюся с норита (или даже пироксенита) и кончающуюся пироксенитовым гранитом. Одной из отличительных черт этой родственной группы является ее бедность такими богатыми водой или образовавшимися при помощи воды минералами, как биотит и роговая обманка, хотя эти минералы присутствуют в некоторых членах. Такие типичные «сухие» минералы, как пироксены, продолжают оставаться даже в исключительно кислых конечных членах серии. Розенбуш первый предположил, что анортозит-чарнокитовая родственная группа может быть выделена из нормального известково-щелочного ряда ¹. Гольдшмидт ² и Фохт ³, однако, более полно описали их характер. Из южной Норвегии Гольдшмидт описал серию норита—иотун-норит (Jotun-norite) (калиевую)—мангерит (пироксеновый монзонит)—гиперстеновый сиенит—гиперстеновый гранит—диопсидовый гранит—эгириновый гранит, в связи с которыми, как продукты дифференциации по удельному весу, из более основных магм образовались анортозиты и пироксениты. Этот «мангеритовый ствол», повидимому, является подгруппой анортозит-чарнокитовой родственной группы.

¹ Elem. der Gest., 2 Aufl., 1901, S. 163.

² Op. cit., p. 8.

³ The Physical Chemistry of the Magmatic Differentiation of Igneous Rocks. Vid. Selsk. Skr., I, Math.-Nat. Kl. Kristiania, 1924, № 15, pp. 52—98.

Обычной родственной группой является та, которую Холмс отличал как трахидолеритовую (трахибазальтовую)¹. Она встречается большею частью на океанических островах и в районах натяжения и опускания. Наиболее распространенным типом породы является слегка недосыщенный базальт, который дифференцируется в направлении через трахибазальты и трахиандезиты к трахитам и натровым риолитам, а в другом направлении к богатым оливином базальтам, анкарамиту и океаниту. Иногда более богатая щелочами магма появляется вследствие местной дифференциации, давая начало нефелиновому базальту, тефриту и фонолиту. Эта родственная группа является главным образом вулканической, но могут встречаться плутонические типы, представленные эссекситом, тешенитом, кринанитом, натровым сиенитом и реже более богатыми щелочами породами. Типичный пример этой родственной группы представлен вулканическими породами Ян Майена (рис. 46). В этой серии состав насыщенных пород имеет 54,5% кремнекислоты и около 76,5% фельсических составных частей. В породах о. Вознесения соответствующими цифрами являются 54% кремнекислоты и 70,5% фельсических составных частей.

Богатые щелочами породы, как ряд пйолит—мельтейгит Норвегии, Финляндии, Арканзаса и Трансвааля, с совместно встречающимися нефелиновыми сиенитами составляют определенную родственную группу, которая, однако, редко встречается. Она в большинстве случаев имеет плутонический облик и, вероятно, образуется различными путями (стр. 164).

Наконец, возможно различать родственную группу, характеризующуюся породами, относительно богатыми калием, в которых такие минералы, как лейцит, калиевый полевой шпат и биотит являются существенными составными частями. Ниггли (Niggli) назвал эту родственную группу *средиземноморской*² и включил в нее магмы кварцево-сиенитового, сиенитового, монцонитового и шонкинитового состава. Калиевые породы встречаются очень часто совместно с трахибазальтовыми и другими щелочными родственными группами. Возможно, что некоторые группы включают в себя породы, богатые натром и калием, и нужны гораздо большие исследования, чтобы их систематизировать.

Петрографические провинции и периоды³. *Петрографической провинцией* является географическое распространение род-

¹ Min. Mag., XVIII, 1918, p. 220.

² Lehrbuch d. Min., 1921, S. 493.

³ H a r k e r. Nat. Hist. Ign. Rocks, 1909, chap. IV. M. S t a r k. Petrographische Provinzen. Fortschr. d. Min., Krist. u. Petr., 4, 1914, SS. 251—336.

ственной группы, а петрографическим периодом подобное же ее распространение во времени. Первый из этих терминов был предложен И. В. Джеддом¹ (J. W. Judd) в такой формулировке: «Существуют определенные петрографические провинции, внутри которых породы изверженные в течение особого геологиче-

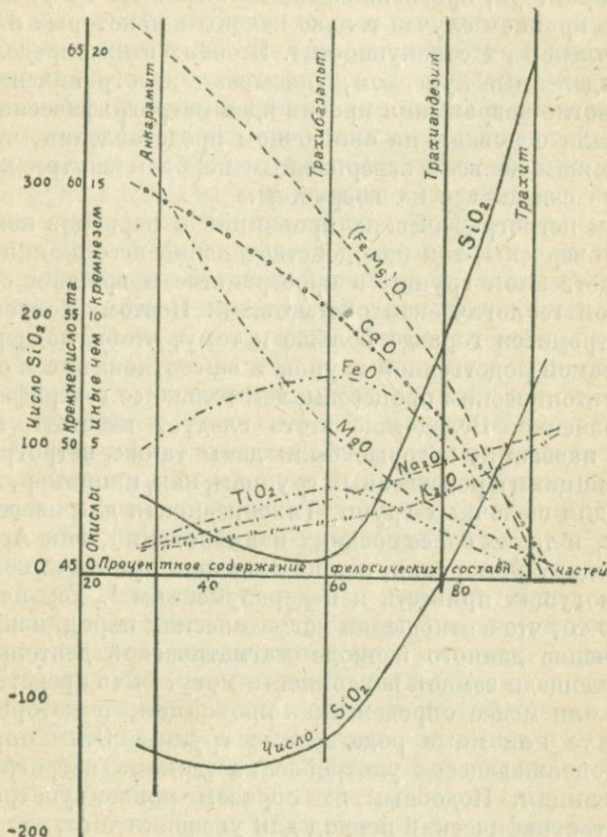


Рис. 46. Вариационная диаграмма лав Ян Майена (Jan Mayen).
(см. стр. 138)

ского периода представляют некоторые хорошо выраженные особенности в минералогическом составе и микроструктуре, могущие служить для отличия их от пород, принадлежащих к той же самой общей группе, которые были одновременно извержены

¹ On the Gabbros, Dolerites and Basalts of Tertiary Age in Scotland. Quart. Journ. Geol. Soc., XLII, 1886, p. 54.

в других петрографических провинциях». По определению Харкера, петрографическая провинция «есть более или менее отчетливо выраженная область, внутри которой изверженные породы, принадлежащие к данному периоду магматической деятельности, представляют некоторые общие черты петрографического характера, прослеживающиеся через все их разнообразие, или в крайнем случае только неясны в некоторых из более крайних членов их совокупности». В обоих этих определениях фразы, выделенные курсивом, указывают на ограничении временем. Многие возражения против идеи петрографических провинций были основаны на ошибочном представлении, что термин приложим ко всем изверженным породам внутри данного района, не считаясь с их возрастом.

Границы петрографических провинций и периодов неясны и не резко очерчены, так как действительная ассоциация пород одной родственной группы в пространстве и времени связана с известной геологической обстановкой. Поэтому современное течение стремится гораздо больше к тому, чтобы подчеркнуть природу самой родственной группы и ее соотношение к определенным тектоническим процессам, чем только ее географическое распространение. Вследствие этого следует избегать географических названий, которые были даны также петрографическим провинциям и родственным группам, как, например, Атлантическая для щелочных групп, Тихоокеанская для известково-щелочных, и таких более поздних наименований, как Арктическая и Средиземноморская, как не имеющих практического значения и могущих привести к недоразумениям¹. Тем не менее правильно то, что в отношении магматических пород, изверженных в течение данного периода магматической деятельности, большие площади земной поверхности могут быть представлены как более или менее определенная провинция, в которой преобладают те или иные родственные группы. Этим оправдывается продолжающееся употребление термина петрографическая провинция. Подобным же образом можно употреблять термин петрографический период для указания того, что петрографические провинции имеют более или менее определенное распространение как во времени, так и в пространстве.

Изверженная деятельность и движения земной коры. Изучение геологической истории показывает, что изверженная деятельность не была в каком-нибудь одном районе непрерывной. Периоды активности сменялись периодами покоя. Можно заметить, что экструзия и интрузия изверженных пород более или

¹ См. J. W. Gregory. Structural and Petrographic Classification of Coast Types. Scientia, 1911, pp. 37 — 63.

менее близко совпадают с периодами, в которые движения в земной коре достигали их максимальной интенсивности. В общем изверженная деятельность имела место в те времена (петрографические периоды) и в тех районах (петрографические провинции), в которых происходили эпейрогенические (континент-образующие) и орогенические (горообразующие) движения. Поэтому в какой-нибудь один из периодов истории земли кора может подразделяться на области натяжения и сжатия. Не только период и место магматической деятельности соответствуют движениям земной коры, но появляющиеся ассоциации (родственные группы) меняются в зависимости от рода движений земной коры и от геологической обстановки. Некоторые родственные группы связаны с медленными вертикальными перемещениями громадных участков земной коры, с их разломами и сбросами (эпейрогенезис), другие приурочены к относительно быстрым и коротким боковым движениям, которые создают складчатость и надвиги и действуют в узких, длинных полосах земной коры, образуя складчатые горные цепи (орогенезис). Можно думать, что обширный класс щелочных пород связан с первым типом орогенических движений в земной коре, а класс известково-щелочных — с последним, но неясность границ между теми и другими привела к выявлению многочисленных кажущихся исключений из правила. Однако, в общем, щелочные родственные группы приурочиваются к эпейрогеническим движениям земной коры, а известково-щелочные родственные группы — к орогеническим.

Гранодиорит-андезитовая группа тишично приурочена к складчатым горным цепям и, повидимому, находится в генетической связи с движениями, которые их образовали. Таким образом наиболее глубоко прорезанные центральные части складчато-горных цепей, которые опоясывают Тихий океан, и цепей Альпийско-Гималайской системы часто вскрывают ядра глубинных пород этой родственной группы, а вулканы, которые находятся на или около этих горных цепей, извергают преимущественно андезитовые лавы. В настоящее время многие из действующих в вышеупомянутых районах вулканов извергают очень характерные гиперстено-андезитовые лавы.

Глубокие части древних горных цепей, как Каледонские в Норвегии, а также многие Архейские области, обнаруживают петрографические провинции анортозит-чарнокитового типа. Эта родственная группа характеризуется главным образом отсутствием богатых водой или образовавшихся при помощи воды минералов и грубозернистыми структурами. Эти черты, вероятно, обязаны глубоко расположенной интрузии в «сухих» породах, в условиях очень высоких температур, геологическая

обстановка которых могла бы объяснить редкость гипабиссальных и отсутствие вулканических пород, принадлежащих к этой родственной группе ¹.

Согласно Дьюи и Флету (Dewey and Flett) ² спилитовая родственная группа является характерной для районов, в которых происходило долго продолжавшееся постепенное опускание с небольшими или легкими движениями, направленными вверх, и с незначительной складчатостью. Частое нахождение спилитовых пород вместе с особыми типами осадочных отложений и их расположение в складчатых горных областях, где они появляются в виде «зеленокаменных пород» слабо метаморфического типа, показывают, что они являются характерными породами геосинклинальных районов. Эти зоны мощных отложений впоследствии были приподняты и собраны в складки, образовав части горных цепей, а их изверженные породы вместе с ними подверглись той же самой степени метаморфизма ³.

Родственная группа плато-базальта, повидимому, приурочена к наиболее значительным движениям земной коры, вследствие которых появились океаны. Таким образом, фулейские (Thu-lean) плато-базальты, повидимому, связаны с опусканием в земной коре, которое привело к образованию северной части Атлантического океана, а декканские плато-базальты с подобным же опусканием, при котором образовалась северная часть Индийского океана.

Тесно примыкающая родственная группа кварцевого габбро каким-то путем связана с громадными районами на протяжении земной коры, как это показывает частое нахождение параллельных систем массивных дайк. Но еще не ясно, появляется ли эта группа в результате воздействия предшествующих горообразующих движений или она представляет континентальный эквивалент плато-базальтов.

Трахибазальтовая родственная группа, повидимому, связана с широким рядом различных геологических условий. Она встречается на плато-базальтах в Исландии и Кергулене, на островах, которые обрывисто вздымаются из океанских глубин, как на о. Вознесения, Самоа и пр., в огромных областях натяжения, как, например, в долинах разлома (грабенах) восточной Африки и в районах, которые подверглись уравниванию складчатых блоков после орогенезиса, как петрографические провин-

¹ См. статьи Гольдшмидта и Фогта, цитир. на стр. 137.

² Geol. Mag., 1911, p. 246.

³ В пользу этого взгляда, может быть, говорит богатство натра в спилитовых породах, связанное с обилием геосинклинальных отложений, находящихся в связи с морскими солями. См. Н. J. Jensen. Proc. Linn. Soc. N. S. W., 33, 1908, p. 518.

ции, расположенные с внешней стороны Альпийской дуги от Оверни до Богемии.

Подобным же образом сильно натровые породы, богатые нефелином, и калиевые лейцитовые породы, находящиеся в разного рода геологических условиях, требуют еще изучения для освещения их тектонических отношений. Действительно, целая тема о связи изверженных пород с тектоническими и другими геологическими чертами находится еще в стадии изучения, и установленных данных еще не достаточно.

Последовательность изверженных пород во времени. Указывалось, что магматические породы, изверженные в каком-нибудь отдельном центре в течение данного периода, химически и минералогически связаны таким образом, что заставляют предполагать их общее происхождение. Порядок, в каком были извержены разнообразные типы, является признаком для понимания процессов, которые происходили в магматическом бассейне. Однако, нельзя различить определенного порядка последовательности, если все изверженные породы провинции расположить хронологически, не обращая внимания на фазу или категорию магматической деятельности, которую они представляют. Но если плутонические, гипабиссальные и вулканические породы рассматривать отдельно, часто становится ясна определенная последовательность извержения, которая будет различной в каждой фазе, потому что плутонические, гипабиссальные и вулканические породы образуются при различных геологических условиях. В плутонических породах общая последовательность интрузии идет от основных к кислым. Так, в кайнозойской провинции Скай сначала были интродуцированы перидотиты, затем габбро и наконец гранит. Норвежская провинция Осло (Христиания), имеющая девонский возраст, обнаруживает следующую последовательность:

1. Эссекситы (с ультраосновной пироксеновой фацией).
2. Ларвикит и лардалит (сравнительно основные натровые сиениты и нефелиновые сиениты, богатые пироксенами, оливином и рудными минералами).
3. а) Нордмаркит (кварц содержащий натровый сиенит).
б) Натровый гранит.
в) Биотитовый гранит.
д) Рапакиви-гранит (порфировый гранит, богатый ортоклазом).

Этот порядок выдерживается для плутонических серий весьма разнообразного характера из разных групп. Последовательность имеет тот же характер, что и общий тип дифференциации (стр. 154), при котором основные породы, содержащие много кристаллизовавшихся в раннюю стадию богатых магнием минералов,

выделяются от более кислых и щелочных пород, в которых концентрируются минералы поздней кристаллизации. Последние дольше всего остаются в жидком состоянии и поэтому имеют интрузивные отношения к уже затвердевшим основным породам. Также более кислые и щелочные типы магм могут появиться в массе только в позднюю стадию дифференциации.

Действительный порядок во времени для серии вулканических пород легче определим, чем для плутонической серии, потому что лавы нагромождаются и перекрывают друг друга подобно наслоенным породам, и таким образом здесь становится приложимым правило налегания одной лавы на другую. Часто случается, однако, что не обнаруживается какой-либо правильности в последовательности, так как действительные отношения могут быть замаскированы взаимным перекрытием продуктов двух или более соседних вулканов или благодаря другим случайным обстоятельствам, сопровождающим извержения.

Указывалось, что нередко порядок извержения идет путем увеличивающегося расхождения от первоначального типа. Это может быть иллюстрировано последовательностью в верхнекайнозойских лавах округа Эврика (Eureka) в Неваде:

- 1 — роговообманковый дацит,
- 2 — роговообманковый слюдяной дацит,
- 3 — дацит,
- 4 — риолит,
- 5 — пироксеновый андезит,
- 6 — базальт.

Здесь породы могут быть распределены на две расходящиеся последовательности: 1, 2, 3 и 4 образуют ряд возрастающей кислотности; и 1, 5 и 6 представляют ряд увеличивающейся основности. Очевидно, первоначальным типом должна быть порода средней кислотности.

Изучение многих определенных последовательностей вулканических пород, произведенное Дэли¹, однако, обнаруживает, что этот вопрос является довольно трудным. Последовательность часто прерывается, так сказать, появлением постоянного типа, особенно базальта и риолита. Это может зависеть, как показал Харкер, от свежих прибавок магмы, приносящих почти повторение той же самой последовательности. Таким образом, в вулканической последовательности Беркелей Хиллс (Berkeley Hills) близ Сан-Франциско, обозначая андезиты *a*, базальты *e*, риолитовые туфы *r*, получаем такую последовательность:

¹ Igneous Rocks and their Origin. 1914. Appendix B, p. 469 et seq.

нижняя Беркелейская формация — а, b, г; а, b, г.
верхняя » » — а, b, г; а, b.
Кампанская (Campan) формация — а, b, г; b, г.

Многие последовательные извержения начинаются риолитом или какой-нибудь другой кислой или средней лавой и кончаются базальтом, а кислотность промежуточных членов несколько варьирует. Средне-кайнозойские лавы Виктории являются тому прекрасным примером ¹. Последовательность такова:

- 1 — сольвсбергит,
- 2 — щелочной трахит,
- 3 — анортотлазовый базальт,
- 4 — оливиновый трахит,
- 5 — оливино-анортотлазовый базальт,
- 6 — лимбургит,
- 7 — базальт.

Подобным же образом в районе Мон-Дор в Оверни ² последовательность от среднего плиоцена до настоящего времени следующая:

- 1 — фонолит,
- 2 — риолит,
- 3 — базальт,
- 4 — андезит и базальт,
- 5 — кислые туфы,
- 6 — кислый андезит и трахит,
- 7 — авгитовый андезит и тефрит,
- 8 — фонолит,
- 9 — плато-базальты,
- 10 — базальт.

Генетический смысл этой последовательности еще неясен и требуется большая работа для ее выяснения. Вероятно, в большинстве случаев, как установлено выше, действительный порядок извержения маскируется привходящими обстоятельствами.

В случае гипабиссальных интрузий бывает очень трудно выделить порядок последовательности вследствие того, что различные типы только в исключительных случаях можно видеть в контакте один с другим. В тех случаях, когда порядок интрузии выяснен, обнаружено, что для малых интрузий, относя-

¹ Igneous Rocks and their Origin, 1914. Appendix B, p. 484.

² Ibid., p. 480.

щихся к определенному центру изверженной деятельности во многих случаях имеется общая последовательность от кислых к основным типам, как это часто бывает и у вулканических пород, в противоположность обычной последовательности плутонических пород.

ГЛАВА VIII.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД.

Разнообразие изверженных пород. Как было указано, состав изверженных пород, взятых в целом, сильно изменяется в некоторых определенных границах (стр. 50). Это разнообразие можно наблюдать в ряде связанных между собою генетически, но в то же время отдельных интрузий или экструзий, или оно может проявиться в одной целой массе горной породы. Нами уже приводились доводы в пользу того, что имеется немного, а может быть только две первичных магмы (стр. 57). Таким образом намечаются две проблемы: именно проблема происхождения существующего разнообразия типов изверженных горных пород из простых первоначальных магм и проблема первоначального происхождения самих первичных магм. По отношению к последней приходится ограничиться только теоретическим рассуждением. Этот вопрос мы не предполагаем здесь разбирать, но проблема непосредственного происхождения изверженных пород была уже более или менее успешно освещена. Наблюдаемое разнообразие изверженных пород можно приписать двум причинам: дифференциации и ассимиляции (или синтексису — сплавлению). *Дифференциация* может быть определена как процесс, при котором магма, первоначально однородная, расщепляется на различные части, которые могут образовать отдельные тела горных пород, или может оставаться внутри границ определенной одной массы. *Ассимиляция* представляет процесс, посредством которого вещество посторонней породы или в жидком, или в твердом состоянии усваивается магмой.

Доказательства дифференциации. Разнообразие внутри одного определенного тела породы. Физико-химические факты, которые привели к идее дифференциации, были подробно рассмотрены в главе IV, а в предыдущей главе были приведены геологические доказательства, основанные на распределении типов изверженных пород в пространстве и во времени. Другого рода доказательства дает разнообразие в пределах определенного тела породы. Некоторые изверженные массы особенно однообразны по составу и структуре, например большинство лав и многие гранитные массы. Лакколит фельзитов Тинто Хил, Лянаркшаир (Tinto Hill, Lanarkshire), удивительно однообразен

во всей своей толще, достигающей 1000 м,¹ и интрузивная залежь рибеккитового ортофира на острове Холи (Арран) совершенно не изменяется во всей своей толще на протяжении 200 м по мощности. В других массах, однако, имеется часто хорошо наблюдаемое распределение отличающихся друг от друга частей в известной закономерности по отношению к границам изверженного тела. Мы здесь касаемся только тех разнообразий, которые ясно возникают в первично однородном теле магмы, и не будем касаться равнородности, происходящей внутри изверженной массы вследствие последующих интрузий различных магм, вследствие первоначальной неоднородности магмы или вследствие ассимиляции материала посторонних пород.

Отличающиеся друг от друга части в одном определенном теле породы могут быть расположены симметрично или асимметрично по отношению к границам массы. В первом случае интрузивные залежи и дайки будут проявлять двустороннюю симметрию, а лакколиты, штоки и другие более неправильные тела могут обнаруживать концентрические зоны различающегося состава. Разные части могут быть резко разделены, но обыкновенно наблюдается постепенный переход. Чаще всего краевые фации обладают основным или мафическим составом в то время, как внутренние части являются более кислыми или фельсическими. Одним из наиболее отчетливых примеров этого рода расположения представляется габбро Каррок Фел (Carrock Fell) в Кумберленде². Центральная часть этой массы представлена кварцевым габбро с удельным весом 2,85 и средним содержанием SiO_2 55%. По направлению к наружным частям оно переходит в обыкновенное габбро, только с небольшим количеством аксессуарного кварца, с удельным весом около 2,90 и SiO_2 48%. Наконец, по краям находится ультраосновная порода, богатая железорудными минералами, в которой удельный вес достигает 3,26 и SiO_2 32,5% (рис. 47). Это расположение вызвано правильным изменением относительных количеств минеральных составных частей лабрадора, авгита, рудных минералов и кварца, при чем последний будет накапливаться в направлении к внутренней части массы, а рудные минералы в направлении к краевым.

Известны, но сравнительно редки, случаи симметрического изменения, в которых относительно кислая или фельсическая порода находится в краевых частях изверженной массы, тогда как более основная или мафическая порода занимает внутреннюю часть.

Пример асимметрического расположения представляет цен-

¹ Summ. Prog. Geol. Surv. Gt. Brit. for 1924, pp. 102. 1925.

² A. H a r k e r. Quart. Journ. Geol. Soc., 50, 1894, pp. 311 — 336.

тральная часть интрузивной залежи Люгар, Айршир (Ayrshire). Она состоит из ультраосновных анальцимсодержащих пород, в которых можно проследить увеличение количества оливина от кровли к постели массы. Наиболее верхний слой состоит из тералита с 13,6% оливина. Он переходит клизу в пикрит с 30,1% оливина и наконец в основании в перидотит с 65,2% оливина (рис. 48).

Теории дифференциаций. Существуют две стадии в процессе дифференциации; в первой из них идет приготовление таких элементов, как кристаллы, жидкие магмы, получившиеся в процессе расщепления магмы или несмешивающиеся капли магматической жидкости, путем физико-химических процессов, описанных в главе IV.

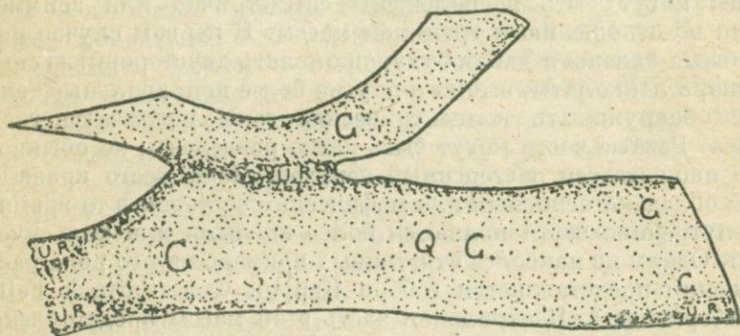


Рис. 47. План, поясняющий дифференциацию в габбро Каррок Фел (Carrock Fell). Масштаб: 1,5 см равны 1 км. *Q. G.* — кварцевое габбро; *G.* — габбро; *U. R.* — ультраосновная порода. Из A. Harker. *Natural History of Igneous Rocks*, 1909.

Затем следует стадия, в которой подготовленные элементы отделяются более или менее полно один от другого и собираются в различных местах магматического резервуара или разделяются в виде отдельных масс. Это является геологической стадией дифференциации, и она будет главной темой настоящей главы.

Некоторые петрологи приписывали дифференциацию процессу, который произошел в жидкой магме до начала кристаллизации. Теоретически, более тяжелые молекулы в смешанном растворе должны были бы собираться в нижних частях раствора, а более легкие молекулы в верхних слоях. Магмы, расслоенные таким образом под влиянием тяжести, играли значительную роль в старых теориях по вопросу о дифференциации. Это теоретически возможно до той степени изменения состава,

которая устанавливается вследствие разницы температуры в разных частях жидкой магмы (принцип Сорэ). Харкер, однако, показал, что степень дифференциации, происходящей таким путем, практически можно не принимать во внимание¹, а

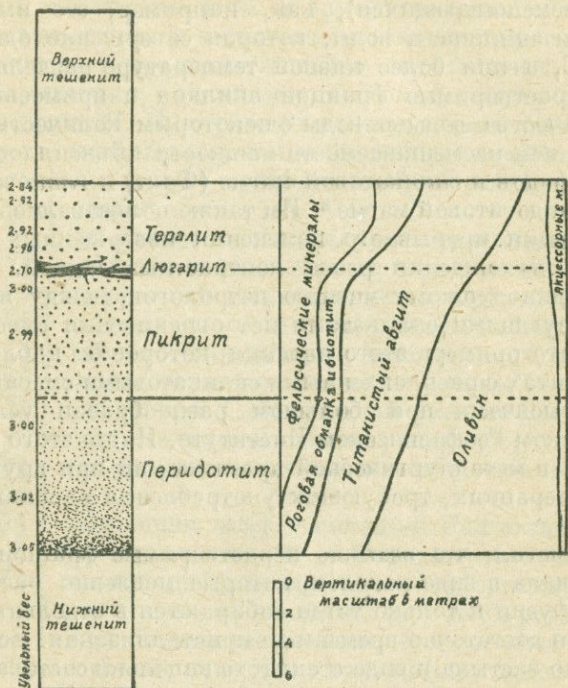


Рис. 48. Вертикальный разрез, поясняющий дифференциацию Люгарской интрузивной залежи. Увеличение плотности точек представляет увеличивающееся количество оливиновых кристаллов по направлению вниз. Направо имеется диаграмма, показывающая увеличение количества оливина в дифференцированной центральной части интрузивной залежи (см. стр. 148).

Боуэн отмечает, что результаты, вызванные расслоением по плотности, вероятно того же порядка величин. На некоторой стадии при обыкновенных условиях кристаллизация, без сомнения, превосходит концентрацию, происшедшую задолго до этого, и когда появляется на сцену фактор кристаллизации, то

¹ Natural History of Igneous Rocks, 1909, p. 316.

ее дифференцирующее действие совершенно маскирует действия, вызванные молекулярной диффузией ¹.

Дифференциация несмешивающихся жидкостей (*immiscibility*). Считали, что дифференциация может происходить в магматическом состоянии путем разделения жидких фаз различного состава (несмешивающихся), как, например, это имеется в случае смеси анилина и воды, которая совершенно однородна выше 160°C, а при более низкой температуре разделяется на взаимно нерастворимые фракции анилина с примесью некоторого количества воды и воды с некоторым количеством анилина. Явлением несмешиваемости жидкости объяснялось отношение сульфидов в силикатовой магме (Фохт) и глинозема (корунда) в перидотитовой магме ². Им также пользовались вообще для объяснения прерывного изменения изверженных масс и совместного нахождения резко контрастных частей. Тем не менее, по единодушному мнению петрологов, между жидкими порообразующими силикатами нет ограничения смесимости. Нет ни одного примера этого явления, которое бы наблюдалось в экспериментах с расплавленными силикатовыми смесями, сделанных тысячами при большом разнообразии условий в Вашингтонском Геофизическом Институте. Нигде этого не было найдено, ни в металлургической практике, ни при других технических операциях, требующих употребления расплавленных силикатов.

Боуэн отметил, что взаимно нерастворимые фракции разделяются сначала в виде капелек, которые медленно растут благодаря диффузии и только тогда собираются в отдельные слои, если имеется достаточно времени до кристаллизации. Если жидкость быстро застыла в виде стекла, то капельки состава, отличного от состава главной массы, могут быть сохранены, и продукты кристаллизации гетерогенной жидкости получили бы очень заметный разнородный и пятнистый характер. Если несмешивающиеся жидкости встречались бы в силикатовых магмах, то такое доказательство этого явления в природе должно было бы часто встречаться в породах, особенно в стекловатых или частично стекловатых ³. Только в одном случае была описана в природном стекле такая структура из шариков, которая могла быть приписана несмешивающимся жидкостям. Эта структура наблюдалась в кварцевом порфире из Агат Пойнта (Agate Point) на Верх-

¹ Later Stages of the Evolution of the Igneous Rocks. Journ. Geol., 23, 1915, Suppl., pp. 3 — 7.

² A. Harker. Natural History of Igneous Rocks, 1909, pp. 199 — 200.

³ N. L. Bowen. Later Stages of the Evolution of the Igneous Rocks. Journ. Geol., 23, 1915, Suppl., p. 8; Crystallisation-Differentiation in Igneous Magmas. Journ. Geol., 627, 1919, pp. 399 — 405.

нем озере, в котором имеются многочисленные стекловатые шарики в массе стекла несколько отличного состава и резко отличающихся по цвету. Приводились доказательства, что обе части были одновременно жидки¹.

Было выдвинуто интересное предположение, что присутствие большого количества воды и других летучих компонентов в магме может повести к выделению взаимно нерастворимых фракций, благодаря предполагающейся ограниченной смесимости между силикатами, с одной стороны, и летучими составными частями, с другой². Присутствие воды и других газов имеет несомненно значительное влияние на дифференциацию (стр. 157), хотя, может быть, и не приводит к образованию несмешивающихся жидкостей³.

Имеется один только важный случай ограниченной смесимости в расплавленных магмах горных пород между сульфидами и силикатами, который иллюстрируется ограниченной взаимной растворимостью шлака и сульфидного штейна в металлургических процессах. Возможно, что некоторые случаи нахождения сульфидов железа, никкеля и меди обязаны выделению металлических сульфидов в виде жидкой фазы из магматического раствора и их последующей концентрации посредством гравитационных или флотационных процессов в виде жидкой фазы (стр. 158)⁴.

Кристаллизационная дифференциация. Как только магма переходит к кристаллизации, то непосредственно является возможность широкой дифференциации. Дифференциация может осуществляться путем по крайней мере двух разных процессов: локализацией кристаллизации, сопровождаемой диффузией, и конвекцией; и местным накоплением кристаллов, происходящим разными путями, при чем этот процесс сопровождается собиранием жидкого магматического остатка.

Кристаллизация может локализоваться у охлаждающегося края, где температура может быть достаточно понижена для образования наиболее ранних минералов, в то время, как более центральные части магмы находятся еще в жидком состоянии. Бла-

¹ T. L. Tanton. Journ. Geol., 33, 1925, pp. 629 — 641. Боуэн, однако, отвергает такое объяснение. Journ. Geol., 34, 1926, pp. 71 — 73.

Примечание редактора. Позднейшие исследования доказали, что здесь мы имеем дело со случаем сферолитовой структуры. А. З.

² J. W. Evans. Congrès Géol. Intern., C. R. XXII Session, Canada, 1913, p. 248; Arrhenius. Geol. Fören. Förh. 22, 1900, pp. 395 — 419.

³ См. Bowen. Op. cit., p. 422.

⁴ Под именем флотации подразумевают всплывание и перенос несмешивающихся капелек расплавленных сульфидов окклюдируемыми газами (главным образом H_2S). См. N. H. Goodchild. Evolution of Ore Deposits from Igneous Magmas. Mining Mag., 1918, Reprint, p. 7.

годаря такой кристаллизации непосредственно окружающая магма беднеет кристаллизующимся веществом, но, как предполагают, концентрация поддерживается свободной диффузией этого вещества из всех частей магмы (Харкер) или конвекционными токами (Беккер) одновременно с движением других веществ в обратном направлении. Вследствие такого действия минералы ранней кристаллизации могут концентрироваться у краев изверженной массы, давая основные (мафические) зоны вокруг более кислой фельсической центральной части, состоящей из минералов поздней кристаллизации (стр. 76), вызывая таким образом дифференциацию.

Боуэн¹ критикует этот взгляд на том основании, что он основывается на допущении гораздо большей свободы молекулярной диффузии, чем это наблюдается по известным из опыта данным. Он доказал путем опытов, что скорость диффузии исключительно медленна. Например, слой ранее всех выкристаллизовавшихся минералов, толщиной только около 8 сантиметров, мог бы образоваться на краях изверженной массы по прошествии 256 лет, и материал, необходимый для них, мог быть получен из краевой полосы шириной меньше, чем в 2 м. Кроме того трудно себе представить, каким образом растущие кристаллы (обыкновенно более тяжелые, чем магма) могли бы оставаться в таком положении, чтобы получать дальнейший прирост вещества, и диффузия в допущенном размере могла бы только обеспечить внешний рост небольшого числа кристаллов, сосредоточенных на стенках изверженного тела. Конвекционные токи могли бы привести к тому же самому результату, и некоторая часть плавающих кристаллов была бы унесена и распределена по всей магме.

Более основные края изверженных масс можно лучше всего объяснить как быстро застывшие краевые части магмы, которые сохранили ее первоначальный состав, тогда как центральные представляют более легкие и более фельсические продукты дифференциации, образованные одним из вышеописанных процессов (рис. 49). В таких телах, как интрузивные залежи и лакколиты, охлажденные края могут полностью окружать внутреннюю массу, и в них путем дифференциации произошли несколько типов пород (рис. 50).

В главе IV было указано, что происходит прогрессивное изменение состава минералов, образующихся из магмы, по мере того, как идет кристаллизация.

Таблица на стр. 75 показывает контраст состава ранее обра-

¹ Later Stages in the Evolution of the Igneous Rocks. Journ. Geol., 23, 1925, Suppl., pp. 11 — 13.

зовавшихся кристаллов в обычном типе базальтовой магмы и остаточной жидкости, из которой образуются более поздние минералы. Если контакт между ранними кристаллами и остаточной жидкостью сохраняется, то контраст состава уменьшается и возможность дифференциации становится меньше, но если каким-нибудь образом произошло разделение между ранними кристаллами и остаточной жидкостью, различие в составе увеличивается благодаря тому, что не происходит взаимной реакции, а образуются обособленные тела горных пород, которые резко различаются по составу. Таким путем возникает хорошо известный параллелизм между ходом кристаллизации и ходом дифференциации. Продукты ранней кристаллизации концентрируются на одном конце дифференционного ряда пород, а продукты более поздней кристаллизации на другом конце.

Предполагалось, что отделение кристаллов и остаточной жидкости может произойти двумя путями: опусканием под влия-

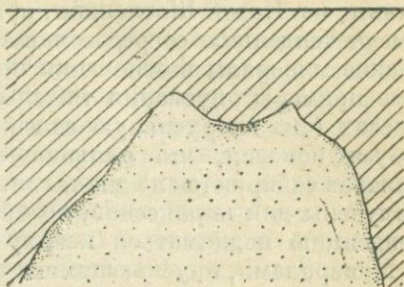


Рис. 49. Дифференциация в штоках и батолитах.

На диаграмме виден шток или батолит с относительно основными крайними фациями (более частые точки). По Дэли, *Igneous Rocks and their Origin*, 1914.



Рис. 50. Дифференциация в лакколите Шонкин Сэг (Shonkin Sag). Диаграмма поясняет распределение типов горных пород внутри лакколита. Черная каемка обозначает контактовую породу (лейцитовый базальтовый порфир); *SH* — шонкинит; *T* — переходная порода; *S* — сиенит. Все разновидности переходят постепенно одна в другую. Вертикальный масштаб в шесть раз больше горизонтального. По А. Харкеры, *Natural History of Igneous Rocks*.

нием тяжести более ранних кристаллов и фильтрованием, выжиманием или отделением жидкости вследствие давления в земной коре.

Гравитационная дифференциация. Некоторыми наблюдате-

лями отмечалось опускание кристаллов в лавах, и Дарвин держался взгляда, что этот процесс является первопричиной дифференциации¹. Лэн (Lane) показал, что как погружение, так и опускание кристаллов имеются в экструзивном триасовом базальте из Новой Шотландии, при чем фельсические минералы имеют тенденцию сосредоточиваться в верхней части, а мафические минералы в основании потока². Описаны многочисленные примеры опускания тяжелых кристаллов в интрузивных массах (см. интрузивную залежь Люгар, стр. 148, рис. 48). Боуэн показал, что оливиновые кристаллы в силикатовых сплавах собираются на дне тигля. Подобные же результаты были получены для пироксенов, но образовавшийся тридимит имеет тенденцию подниматься вверх³.

Минералами, опускающимися от тяжести, являются главным образом оливин, пироксены, известковистый плагиоклаз и рудные минералы, у которых удельный вес при высоких температурах больше, чем у окружающей магмы. Из них оливин, повидимому, является наиболее важным и наблюдается громадное количество случаев, в которых описано расслоение по тяжести, вызванное изменением количества оливина. Интрузивная залежь Люгар (стр. 148)⁴ является таким случаем. Другой прекрасный пример — кварцево-долеритовая интрузивная залежь Палисейд на реке Гудсон, в которой концентрация оливина произошла в направлении нижнего контакта, давая слой оливинового долерита⁵, но не у самого контакта. Скорость опускания зависит от вязкости магмы и от размеров и форм кристаллов. Погружающиеся кристаллы не способны опускаться через вязкие охлажденные краевые слои до самого дна интрузивной залежи, или лакколита, а образуют слой несколько выше дна. Размеры кристаллов являются важным фактором. Боуэн подсчитал, что в гранитной магме магнетитовые кристаллы диаметром в 0,1 мм могли бы опускаться не скорее, чем полевошпатовые кристаллы с диаметром в 0,4 мм. Этот факт при условии быстрого и часто позднего периода кристаллизации, а также при небольшом количестве материала объясняет, почему рудные минералы, которые много тяжелее, чем оливин или пироксен, редко накапливаются в направлении основания изверженной массы.

Мономинеральные породы, как дунит, пироксенит и, может

¹ Geol. Observ. Volc. Islands, 1844, p. 118.

² Trans. Amer. Ints. Min. Eng., 1916, p. 535.

³ Amer. Journ. Sic., 39, 1915, pp. 175 — 191.

⁴ Tyrrell. Quart. Journ. Geol. Soc., 72, 1917, p. 425.

⁵ J. V. Lewis. Ann. Rept. Geol. Surv. New Jersey, 1907, pp. 125, 129 — 133.

быть, анортозит, могут образоваться благодаря этому процессу при особенно благоприятных обстоятельствах. В большинстве случаев, однако, минералы ранней кристаллизации опускаются как рой, с небольшой наклонностью к относительному передвижению между различными типами минералов. В общем типе базальтовой магмы оливин и магнезиальный авгит могут опускаться вместе в раннюю стадию дифференциации, давая перидотитовый слой. В более позднюю стадию присоединяется известковистый плагиоклаз, образуя массу габбрового состава. В то же самое время выделяющаяся остаточная жидкость может кристаллизоваться при определенных условиях в смесь щелочных полевых шпатов, диопсидового пироксена (или роговой обманки биотита) и кварца и образовать таким образом гранитовый тип. Если застывание, благодаря быстрому охлаждению, происходит раньше чем завершится процесс гравитационной дифференциации, то будут образовываться такие промежуточные типы, как диорит или гранодиорит.

Фохт¹ и многие другие исследователи указывали доводы в пользу предположения, что в больших магматических резервуарах опустившиеся кристаллы могут вновь раствориться на глубине и образовать таким образом жидкие слои с составом, незначительно отличающимся от состава разнообразных смесей, выделившихся в раннюю стадию кристаллов. С этой точки зрения *мономинеральные* породы, т. е. породы, обогащенные ранееобразованными составными частями², всегда образуются на большой глубине, исходя из магм при очень высоких температурах и относительно свободных от летучих компонентов. При внедрении в холодные породы они делают совершенно кристаллическими на небольшом расстоянии от источника и задолго до того, как они достигнут поверхности, что может объяснить их редкость в виде даек и совершенное отсутствие в виде лав.

В остаточных жидкостях накапливаются все составные части, имеющие состав смешанных кристаллов и сравнительно низкую точку плавления (стр. 75), вместе с избытком кремнекислоты, воды и других летучих компонентов и летучих соединений этих веществ с металлами и т. д. Таким образом кварц, калиевые и натровые полевые шпаты, нефелин, лейцит, анальцит, эгирин, диопсидовый пироксен, мусковит, биотит, роговая обманка и многочисленные редкие минералы и металлические

¹ J. H. L. Vogt. The Physical Chemistry of the Magmatic Differentiation of Igneous Rocks. Vidensk.-selsk. Skr., I, Math.-Nat. Kl. Kristiania, 1924.

² Фохт недавно ввел для этих пород термин *протообогащенные*.

соединения стремятся кристаллизоваться из остатка соответствующего состава. По Фохту остаточные магматические жидкости приближаются к эвтектическому составу (*эвтектически-обогащенные или анхи-эвтектические*)¹. Он приводит в качестве примеров кислые граниты, близкие к эвтектике пород из кварца и щелочного шпата, щелочные сиениты, как эвтектические породы из ортоклаза и альбита, и некоторые габбро и нориты, как эвтектические породы из плагиоклаза и пироксена. В последнем случае термин эвтектический может употребляться только в расширенном значении, для обозначения отношений вдоль границ равновесия между серией смешанных кристаллов (плагиоклаз) и другой независимой серией смешанных кристаллов (пироксены) или таким независимым минералом, как диоксид (стр. 70).

Фильтрационная дифференциация. Погружение кристаллов происходит во время более ранних стадий кристаллизации, когда тяжелые минералы образуются в сравнительно жидкой массе. По мере того, как кристаллизация продолжается, образуется как бы сетчатая масса кристаллов с остаточной жидкостью в промежутках между ними. Если на этой стадии происходит деформация массы путем давления вниз приподнятых слоев (в случае интрузивной залежи или небольшого лакколита) или путем действия бокового давления в земной коре, такая сетка кристаллов будет прогрессивно разрушаться и промежуточная жидкость выдавливаться. Жидкость будет стремиться двигаться в область наименьшего давления, и могут образоваться полосы и шлиры в тех местах, которые меньше всего претерпели воздействие давления, или может получиться отдельное интрузивное тело². Она может внедриться в виде дайк или жил в уже затвердевшие и растрескавшиеся краевые части изверженной массы. Таким образом можно объяснить жилы, дайки и шлиры красного фельзита и гранофира, встречающиеся в кварцеводолеритовых интрузивных залежах и дайках Мидлэнд Вэллей (Midland Valley) в Шотландии, и неправильные полосы и жилы люгарита (тешенитовый тип, очень богатый анальцимом) в пикрит-тешенитовой залежи Люгара. Пегматитовые и аплитовые дайки, связанные с плутоническими массами, можно также рассматривать как тела, обязанные выжиманию остаточной жидкости и не только в краевые части изверженного тела, но также и в окружающие породы.

¹ Анхи — почти.

² A. Harker. Natural History of Igneous Rocks, 1909, p. 323. N. L. Bowen. Crystallisation-Differentiation in Magmas. Journ. Geol., 27, 1919, p. 406; Differentiation by Deformation, Proc. Nat. Acad. Sci., 6, 1920, pp. 159 — 162.

В некоторых лавоподобных породах, как, например, авгит-андезитовые и толеитовые дайки кайнозой в западной Шотландии, кислые магматические остатки часто выпирались или были выжаты в пузырьки, образуя сферические скопления стекла или тонкозернистого материала. Другая степень обособления получается в интрузиях сложных дайк, в которых центральная полоса стекловатой породы (пехштейн) окаймлена толеитом, принадлежащим к более ранней интрузии или к совершенно отдельной интрузии этих пород.

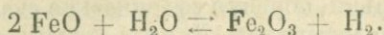
Роль летучих составных частей в дифференциации. Природа летучих составных частей и их влияние на физические свойства магм были уже описаны в главе III (стр. 55). Значение «минерализаторов» в образовании изверженной породы было уже давно отмечено, особенно французскими петрологами. Летучие составные части оказывают значительное влияние на кристаллизацию и, следовательно, на дифференциацию, так как они делают магматическую систему крайне чувствительной к изменениям внешних условий. Под влиянием давления магматические газы стремятся перемещаться в направлении мест наименьшего давления, и происходит дестилляция. Если газы входят в соединение с некоторыми магматическими составными частями, образуя исключительно подвижные, если не летучие соединения, то при переносе магматического материала может происходить род конвекции, вызываемый движением летучих составных частей¹. Бетлер указал, что промышленные рудные месторождения Юта отложились в батолитах и штоках вокруг них. Эти штоки срезаны близ их верхушек теперешней эрозивной поверхностью, тогда как изверженные массы на более глубоких уровнях имеют меньше промышленных месторождений, связанных с ними (рис. 51). Этот факт объясняется концентрацией подвижных летучих составных частей, переносящих металлические сульфиды близ верхушек изверженных тел путем миграции кверху в направлении уменьшающегося давления².

Наиболее важной летучей составной частью магмы является, без сомнения, вода. Могут также встречаться свободный водород, кислород и сероводород. Согласно В. Г. Гудчайльду (W. H. Goodchild) известная обратимая и практически изотермическая реакция воды с закисью железа, дает окись железа и водород, требуя тщательного уравнивания регулирующих факто-

¹ P. Niggli. Die leichtflüchtigen Bestandtheile in Magma. Leipzig, 1920, 272, pp.; Die Gesteinsassoziation und ihre Entstehung. Verh. d. Schweiz. Naturf. Gesell. Neuberger, 1920, pp. 1 — 25.

² Econ. Geol., 10, 1915, pp. 101 — 122.

ров для изменения концентрации водорода в магмах в зависимости от изменения условий равновесия по уравнению:



Когда также присутствуют сера или металлические сульфиды, то они реагируют с водой и образуют сероводород. Действие

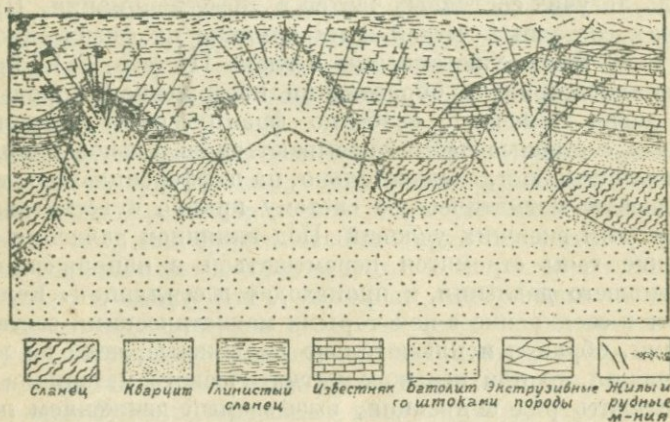


Рис. 51. Схема, иллюстрирующая действие концентрации газа в батолитах.

Схема показывает батолит с тремя штоками или куполами, выходящими из их крыши и внедряющимися в серию кварцитов, глинистых сланцев и известняков. Толстая линия показывает существующую поверхность земли. Отложения руд находятся налево и направо, где поверхность усекает верхушки штоков. В центре усеченный в основании шток имеет несколько жил, но не рудного характера (см. стр. 159).

По Бетлеру.

водорода, воды и других газов в магмах понижает очень значительно точку затвердевания, а также уменьшает вязкость. Нерастворимые капли сульфида, если они присутствуют, сильно насыщены магматическими газами, особенно H_2S , и могут подвергнуться переносу к холодным краям магмы процессом, близким процессу флотации. Они могут поддерживаться на поверхности окклюдируемыми газами, так как последние двигаются в направлении, противоположном опусканию сульфидов под влиянием силы тяжести, хотя сопутствующее движение ранних силикатовых кристаллов книзу может их уносить большей частью за собой. Так объяснял Гудчайльд концентрацию пир-

ротина, пентландита и халькопирита в таких изверженных телах, как «никелевый эруптив» Сёдбери, Канада ¹.

В силикатовых магмах давление, которое требуется, чтобы удержать в растворе большое количество летучих составных частей, должно быть очень велико, и даже небольшая кристаллизация должна повести к значительному увеличению давления паров. Следовательно, когда происходит кристаллизация, развивается давление, которое влечет за собой взрыв и может прорвать слабую покрывку, вызывая вулканические явления, или может вогнать остаточную магму в прилегающие породы ². Это является, вероятно, главной причиной внедрения пегматитов в породы, окружающие гранитную массу, хотя этому может способствовать частью тектоническое давление или оно может действовать независимо.

Пегматиты и аплиты ³. Пегматиты представлены кристаллическими сростками очень различной величины, обычно из неделимых очень крупных размеров, и часто они обладают заметными структурами прорастаний и залегают в виде слоев, в виде жил, дайк, главным образом вне, но также и внутри плутонической массы, которой в общем соответствует их минеральный состав. Граниты и сиениты часто сопровождаются подобного рода телами. Пегматитовые образования находятся и в других плутонических породах, но гораздо реже, а затем вообще встречаются внутри изверженных тел в виде жилообразных или гнездовых выделений. Минералы пегматитов являются минералами остаточной стадии плутонических пород, с которыми они связаны, и пегматиты часто содержат минералы, богатые летучими составными частями или их соединениями. Так гранитовые пегматиты большей частью образованы щелочными полевыми шпатами и кварцем, но могут также быть богатыми мусковитом и гидрослюдами и содержать такие минералы, как турмалин, топаз, берилл, флюорит, апатит и литиевую слюду, которые богаты редкими летучими магматическими веществами. В гранитовых пегматитах иногда находятся соединения олова, вольфрама, молибдена, меди, мышьяка, висмута, ниобия, урана и радия. Пегматиты сиенитов и нефелиновых сиенитов часто содержат соединения «редкоземель-

¹ The Evolution of Ore Deposits from Igneous Magma. Mining Mag., 1918, Reprint, p. 7.

² G. W. Morey. The Development of Pressure in Magmas as a Result of Crystallisation. Journ. Wash. Acad. Sci., 12, 1922, pp. 219 — 230. См. также W. H. Goodchild. Op. cit., p. 20 и P. Niggli. Op. cit. supra, p. 117.

³ Прекрасно разобран этот вопрос с современной точки зрения у R. H. Rastall. Geology of the Metalliferous Deposits, 1923, pp. 35—47.

ных» элементов, как, например, цирконий, церий, лантан вместе с ураном и торием.

Пегматитовые дайки из гранитов часто обнаруживают постепенное изменение минерального характера, если его проследивать от краев. Полевой шпат может почти исчезнуть, оставляя остаток кремнекислоты, который может выкристаллизоваться в виде изверженных кварцевых жил.

Вышеназванные черты наводят на мысль, что пегматиты являются продуктами затвердевания конечного магматического остатка, который особенно богат летучими составными частями. Они представляют преимущественно водные растворы, в которых сконцентрировались редкие и более летучие составные части и которые инъецируются в затвердевшие и растрескавшиеся краевые части плутонической массы и в окружающие породы, благодаря развитию магматических давлений или вследствие давлений земной коры. По мере выделения пегматитовых минералов охлаждающиеся растворы становятся богаче водой и может быть кремнекислотой, которая в конце концов может быть отложена в виде кварца. В некоторых случаях они могут при дальнейшем развитии процесса перейти в рудные жилы или могут выйти на поверхность в виде отлагающих кремнистые вещества горячих источников с ювенильной водой, к которой может быть примешана в той или иной части грунтовая вода.

Аплиты являются мелкозернистыми и равномернозернистыми породами аллотриоморфной структуры (стр. 85), которые образуются в виде жил и даек внутри плутонических масс и в боковых породах, но в последних не в таком большом количестве, как пегматиты. Они находятся большей частью в связи с гранитами, но могут находиться и в других плутонических типах. Их минеральный состав соответствует составу последней стадии плутонической магмы, с которой они связаны. Таким образом гранитовые аплиты состоят из кварца и щелочных полевых шпатов, иногда с небольшими количествами мусковита, флюорита, турмалина, топаза и других минералов.

Мелкозернистая или среднезернистая структура аплитов наводит на мысль о присутствии сравнительно небольших количеств летучих составных частей в магматическом остатке, из которого они произошли. Аплитовая магма должна бы таким образом быть гораздо менее подвижной и должна бы кристаллизоваться при более высоких температурах, чем пегматиты. Следовательно, они не должны бы продвигаться на такие большие расстояния, как высокоподвижные и низкотемпературные пегматитовые флюиды. Относительный недостаток летучих составных частей у них может объяснять резкие контакты апли-

тов с окружающими породами, в противоположность распылчатым границам пегматитов. Аплитовые магмы являются тем не менее достаточно подвижными, чтобы проникать в породы в виде очень тонких жил и прожилков. Совместное нахождение пегматитов и аплитов как продуктов конечной кристаллизации плутонических магм и их случайное внедрение бок-о-бок в трещины¹ подтверждает взгляд, что диффузия в силикатовых расплавах относительно очень медленна, так что она не допускает однообразной концентрации даже высокоподвижных летучих составных частей как в магматическом резервуаре, так и в стадии инъекции. Бедность летучими составными частями является, вероятно причиной однообразности, обнаруживаемой некоторыми, обширными телами изверженных горных пород (см. стр. 147).

Ассимиляция и гибридные породы². Другим фактором, приводящим к неоднородности изверженной породы, является *ассимиляция*, которая включает и поглощение посторонней породы, изверженной магмой и смешивание двух жидких магм. Поскольку эти процессы представляют смешение пород, они являются противоположными процессам дифференциации, и если смешивание полное и однообразное, то в результате не получится неоднородности. Продукты полного смешения, однако, редко распознаются вследствие того, что они главным образом обязаны реакциям на глубине и поэтому редко вскрыты эрозией. В другом случае они могут быть вновь подвержены дифференциации и образовать комплекс различных типов пород.

Явление частичного растворения и ассимиляции обломков и глыб интродуцированных пород часто встречается около краев многих изверженных тел и вдоль внутренних контактов сложных дайк и интрузивных залежей. Хорошо изученная кайнозойская изверженная свита западной Шотландии, которая состоит главным образом из основных и кислых пород и небольшого числа пород промежуточного состава, дает один из наилучших примеров взаимной реакции между кислыми и основными породами. На островах Скай, Рум (Rum), Мул и Арран можно изучать все переходы между простыми включениями основных пород в кислых магмах без всякого изменения и полное смешение и перераспределение продуктов реакции (рис. 52). Продукты промежуточной стадии ассимиляции, когда ксенолиты частью растворены, называются *гибридными породами*. На их присутствие указывают корродированные ксенокристаллы

¹ F. F. G r o u t. Econ. Geol., 18, 1923, p. 259.

² H a r k e r. Natural History of Igneous Rocks, 1909, chap. XIV; D a l y. Igneous Rocks and their Origin, 1914, chap. XI; N. L. B o w e n. The Behaviour of Inclusions in Igneous Magmas. Journ. Geol., 30, 1922, pp. 513—570.

и более или менее хорошо обособленные пятна и полосы частью ассимилированного материала. На этой стадии происходят взаимные реакции, вследствие которых вторгшаяся кислая магма делается более основной, а основные ксенолиты более

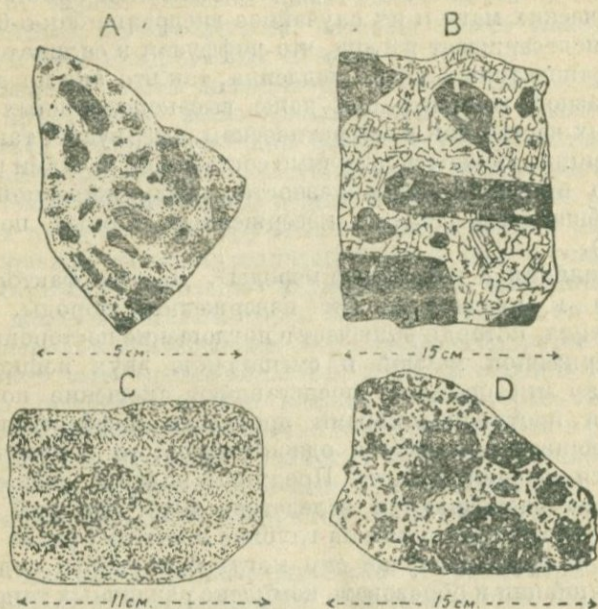


Рис. 52. Гибридные породы из Аррана.
 А — Базальтовые обломки в массе фельзита (вершина Рос Род (Ross Road), Лэмляш (Lamlash). Небольшое взаимное смешение.
 В — Гиперстеновый базальт, включенный в кварцевом порфире, Бенэн (Benann). Базальт содержит ксенокристаллы кварца и полевого шпата, происшедшие до интрузии из кварцевого порфира путем некоторой примеси.
 С — Смесь базальта и более кислого типа (кэгнирит), Шинс (Sheans), Глин Деб (Gleann Dubh). Происходило значительное взаимное перемешивание; обломки хорошо округлены и только слабо отличаются от включающей массы.
 D — Основные диоритовые обломки в кислой диоритовой массе. Вершина Глин Деб (Head of Gleann Dubh). Отрывание. Кристаллы отрываются и расплываются.

кислыми. К концу процесса магматическая основная масса и ксенолиты так тесно ассимилируются друг с другом, что они делаются едва различимыми (рис. 52С).

При реакциях между магмой и ксенолитами образуются но-

вые различные друг от друга минералы. Так, ассимилирование ксенолитов габбро, долерита или базальта в кислой магме или кварцевых ксенолитов в основных магмах ведет к образованию гиперстена из оливина и роговой обманки из пироксенов и сопровождается освобождением окислов железа. Включения глинистых сланцев реагируют с образованием таких глиноземистых минералов, как корунд (сапфир на острове Мул), шпинель, силлиманит, кордиерит и анортит¹. Громадное включение дальредийских (Dalradian) кварцитов и слюдяных сланцев внутри большой массы норита в округе Ариэйдж (Абердиншир) привело к образованию зоны гибридизированных или ассимилированных пород с большим количеством ксенолитов всех стадий ассимилирования и характерным образованием таких минералов, как кордиерит, шпинель и гранат, которые являются необычными или ненормальными в изверженных породах². Очень похожие, богатые кордиеритом гибридные породы были описаны из основания Бушвельдского комплекса близ Претории, где норит ассимилировал осадочные глинистые сланцы³. Рид (Read) показал, что процесс усвоения зависит от взаимной реакции между габброидной магмой и глинистыми ксенолитами, при чем магма становится более кислой, а ксенолиты более основными. Ксенолиты становятся богаче известью и магниезией, а магма глиноземом, калием и натром. Кроме того, если такие реакции происходят в направлении к кровле габбровой массы, то так как ксенолиты становятся прогрессивно тяжелее, а магма легче, ксенолиты должны опускаться и скопляться близ дна магматического резервуара. Таким путем может произойти резко выраженная дифференциация, давая в результате богатый магниезией и известью базальный слой (основной норит, пироксенит) и богатую глиноземом и щелочами верхнюю часть (гранитовую)⁴. Путем взаимного обмена с магматическими силикатами и потери углекислоты включение известняка внутри изверженной магмы приводит к образованию богатых известью пироксенов, амфиболов и плагиоклазов, а иногда таких известковых силикатов, как волластонит, цоизит, везувиян и пр. Большие количества известии, кремнезема или глинозема могут быть включены в магму без существенного изменения ее минералогического состава; эти вещества принадлежат к той же самой многокомпонентной системе порообразующих окислов, какую представляет изверженная магма. Прибавление известии к ба-

¹ H. H. Thomas. Quart. Journ. Geol. Soc., 78, pt. 3, 1922, pp. 29—60.

² A. L. Hall and A. L. du Toit. Trans. Geol. Soc. South Africa, 26, 1923, pp. 69—97.

³ H. H. Read. Quart. Journ. Geol. Soc., 79, pt. 4, 1923, pp. 446—448.

⁴ Geol. Mag., 61, 1924, pp. 433—444.

зальтовой магме ведет, благодаря реакции, к увеличению количества оливина и магнетита, при чем образуются пироксены и плагиоклаз, несколько более богатые известью, чем они должны бы быть при других обстоятельствах¹. Перегретый базальт действительно может обладать способностью образовать меллит, вследствие растворения карбоната кальция, давая таким образом меллитовый базальт. О возможных между гранитом и известняком реакциях говорится ниже.

Реакции между изверженными магмами и другими изверженными породами или осадочными отложениями обуславливаются тем, что жидкость, насыщенная определенным членом реакционной серии (стр. 77), является в действительности пересыщенной всеми предыдущими членами и ненасыщенной всеми последующими членами. Таким образом, гранитовая магма, осаждающая биотит, является пересыщенной оливином, пироксеном и амфиболом, а поэтому не может растворить их, но иногда бывает, что путем реагирования с упомянутыми минералами превращает их в биотит, фаза, которой в данный момент магма насыщена. Действие основной магмы на кислые включения, состоящие из более поздних членов реакционной серии, чем те члены, которыми магма насыщена, является растворением, происходящим вследствие реакции. Постепенное растворение включений сопровождается отложением той кристаллической фазы, которой магма в данный момент насыщена. Если эти кристаллы будут удалены вследствие тяжести или каким-нибудь другим образом, кристаллизация продолжается нормальным порядком в направлении к конечной кислой фазе, размер которой увеличивается вследствие большого числа включений. Этот результат получается при медленном охлаждении, но растворение включений не является существенным для образования гранитного дифференциата, который может появиться хотя и в небольшом количестве, если не было ассимилированных включений.

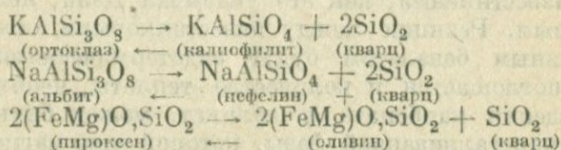
Происхождение щелочных пород. Отличительные минералогические черты щелочных пород были уже отмечены (стр. 35). Недостаток кремнекислоты (или глинозема) по отношению к щелочам, ведущий к образованию минералов низкого насыщения кремнекислотой, например нефелина или лейцита (стр. 53), является главной химической особенностью группы. Было отмечено, что действительно щелочные породы являются очень редкими по сравнению с известково-щелочными группами и, вероятно, составляют меньше чем 1%. С другой стороны, они очень широко распространены. Объем и распространенность

¹ Bowen. Op. cit., pp. 543 — 550.

щелочных пород указывают, что не имеется больших бассейнов щелочной магмы, но что они образуются путем местной дифференциации при особых условиях из типов более распространенной магмы.

Происхождение щелочных пород вообще, возникли ли они из подавляюще более обильной известково-щелочной магмы или нет, является очень спорным вопросом. Во-первых, нормальный процесс кристаллизационной дифференциации ведет к обособлению массы щелочей в остаточной магме вместе с избытком кремнекислоты и летучих составных частей. Если кремнекислота будет освобождена путем фильтрации или соединяясь с посторонним материалом, то концентрация щелочных соединений может так увеличиться, что поведет к их осаждению.

Можно считать, что в гранитной стадии кристаллизации существует следующее равновесие магматической жидкости, особенно в присутствии большого количества воды и других летучих веществ:



Осаждение ортоклаза, альбита, пироксена, кварца и биотита (при соединении калиофиловых, оливиновых и альбитовых или нефелиновых молекул) поведет к концентрации NaAlSiO_4 (нефелин) и летучих составных частей в остаточной магме. Если теперь, каким-нибудь путем выделившиеся минералы будут удалены из соприкосновения с магмой, то концентрация NaAlSiO_4 может достигнуть той степени, при которой образуется нефелин. В это же самое время концентрация CO_2 , S, SO_3 , Cl и пр. может быть достаточной, чтобы вызвать образование таких минералов, как канкринит, нозеан, гаюин и содалит, которые свойственны щелочным породам¹. Масса щелочной породы, образованной таким путем из известково-щелочной магмы, будет очень небольшой, что отвечает наблюдающимся отношениям. Далее, щелочной член изверженного комплекса должен быть самым молодым. Это заключение совпадает с наблюдающимися фактами относительно последовательности по возрасту. Например, в комплексе Бупшвельда в Трансваале порядок интрузий таков: норит, гранит, сиенит, нефелиновый сиенит.

¹ N. L. Bowen. Later Stages of the Evolution of the Igneous Rocks. Journ. Geol., 23, 1915, Suppl., pp. 44 — 46, 55 — 61.

Проф. Р. А. Дэли выдвинул хорошо известную теперь теорию, что щелочные породы, богатые фельдшпатоидами, обязаны своим происхождением взаимной реакции известково-щелочной магмы (главным образом базальта) с известковистыми отложениями. Связывание значительного количества кремнекислоты, поглощенной известью и удаление продуктов при процессе дифференциации, как думают, приводит к такому обеднению кремнекислотой остающейся магмы, что это вызывает образование фельдшпатоидов вместо полевых шпатов. Введение углекислоты в то же самое время должно облегчать отделение щелочного остатка и может объяснить происхождение канкринита и первичного кальцита в некоторых щелочных породах, хотя нахождение таких содержащих серу минералов, как гаюин и нозеан, а также содержащих хлор минералов, как содалит, остается необъясненным.

Этот взгляд подвергся критике на том основании, что обыкновенное совместное нахождение щелочных изверженных пород с известняками, как это указывал Дэли, является чисто случайным. Реакции между известняковыми отложениями и насыщенным базальтом будут эндотермическими, т. е. теплота поглощается и количество теплоты, необходимой для превращения карбоната в силикат, может быть доставлено только кристаллизацией фазы, которой уже магма насыщена, т. е. оливином или пироксеном. Непосредственные результаты поглощения известки дают осаждение оливина, пироксенов и плагиоклазов, более богатых известью, чем если бы они получились другим путем, ускоряя тем окончательное затвердевание². Значительный перегрев в первоначальной магме должен бы быть израсходован этим путем.

Функция летучих составных частей, как одного из самых важных факторов обособления щелочных фракций из известково-щелочных магм, подчеркивалась некоторыми авторами, особенно Смисом (C. H. Smyth)³ и Шэндом (S. J. Shand)⁴. Они указывают на частое и обильное нахождение минералов, содержащих H_2O , CO_2 , S, Cl, F и P в щелочных породах. Шэнд отмечает, что богатые щелочами породы встречаются в куполах, вулканических трубках и трещинах, в которых, вероятно, имеет место длительный поток магматических газов.

¹ Bull. Geol. Soc. Amer., 21, 1910, pp. 87 — 118; Igneous Rocks and their Origin, 1914, chap. XX; Journ. Geol., 26, 1918, pp. 97 — 114.

² N. L. Bowen. The Behaviour of Inclusions in Igneous Magmas. Journ. Geol., 30, 1922, p. 546. См. также Bowen. Journ. Geol., 23, 1915, Suppl., p. 61; ibid., 27, 1919, pp. 394 — 399, 426 — 430.

³ Amer. Journ. Sci., (4), 36, 1913, p. 46.

⁴ Proc. Geol. Soc. South Africa, 1922, pp. 19 — 32.

С точки зрения Шэнда кристаллизационная дифференциация может дать магматический остаток, одновременно богатый кремнеземом и щелочами, который при кристаллизации образует щелочной гранит. Если эта магма, однако, образуется, в контакте с известняком, то в ней может быть настолько понижено содержание кремнекислоты путем последующих реакций, что получатся такие высокощелочные породы, как нефелиновый сиенит или даже ийолит и уртит. Перераспределение компонентов облегчается присутствием большого количества летучих веществ, которые всегда концентрируются к концу магматического процесса, что еще усиливается углекислотой, получаемой из растворенного известняка. Прибавление извести к застывающей магме может объяснить ненормально позднюю кристаллизацию в щелочных породах некоторых таких богатых известью минералов, как меланит, шорломит, сфен, апатит, волластонит, пектолит, везувиан, канкринит и кальцит.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ВТОРИЧНЫЕ ПОРОДЫ

Глава IX.

ВЫВЕТРИВАНИЕ И ПЕРЕНОС.

Общие положения. Породами, входящими в этот отдел, являются те, которые были образованы посредством химической или механической деятельности агентов денудации существовавших прежде пород и отложившиеся при обыкновенных температурах и давлениях из взвешенного состояния в воде или из водного раствора, или из воздуха. Они являются продуктами векового разложения и разрушения горных пород земной коры. В результате этих процессов получаются обломки и большое количество растворенного вещества. Обломки переносятся ветром и водой и отлагаются во впадинах или понижениях земной поверхности и морского дна. Некоторое количество вещества остается в виде остаточного покрова на тех же самых участках, где происходили реакции, и хотя полученный от разрушения наземный материал может быть целиком унесен к морю, но много его остается долгое время на земле, образуя формации, мощностью в несколько сот метров. Вещество, находящееся во взвешенном состоянии, отлагается, при резком уменьшении скорости транспортирующей среды или при каких-нибудь других изменениях ее физических условий; растворенные вещества осаждаются вследствие некоторого изменения в физических или химических условиях среды или непосредственно, или косвенно, путем жизнедеятельности животных или растений. Вторичные породы накопились при большом разнообразии условий и, следовательно, проявляют большое разнообразие минералогического и химического состава, а также и структур.

Разрушение горных пород. Под влиянием различных агентов денудации минералы и породы земной коры дробятся на все более мелкие частицы, а некоторое количество из них переходит в раствор. Разрушение завершается процессами *разложения и дезинтеграцией* (физическое разрушение). При разложении на породообразующие минералы действуют воздух и

вода, происходят химические изменения, растворимые продукты уносятся водой, а химически неразложимые и более прочные остаются на месте. При дезинтеграции порода разрушается без химического изменения вследствие разрушительных действий изменения температуры, мороза, абразии льдом, водой или воздухом, переносящим песок. В результате обоих процессов разрушения является то, что породы превращаются в более мелкий и более прочный материал, а некоторая часть переходит в раствор. Первыми продуктами этих изменений является покров разрушенного и разложенного материала разнообразного состава и мощности, называемый *реголитом* (покрывающая порода), которым покрывается вся поверхность земли, исключая тех участков, в которых удаление их идет в той же мере, в какой идет образование. Реголит может оставаться на месте в течение долгого периода или может сразу подвергнуться воздействию транспортирующих агентов и после нескольких или многих остановок окончательно отложиться в море.

Физическое и химическое разложение обычно происходит одновременно, но один из этих процессов является вообще преобладающим. Процесс химического разложения больше наблюдается во влажных, теплых, низлежащих участках, а физическое встречается главным образом в более сухих, высоких холодных районах земной поверхности. Вообще результаты химического и физического разложения известны под названием *выветривания*.

Химическое разложение горных пород. Главными агентами этого разложения являются вода и воздух. Падающие капли дождя растворяют некоторое количество углекислоты, кислорода и других газов, находящихся в атмосфере. Эта обогащенная кислородом и углекислотой вода особенно активно воздействует на минералы. Ее действие усиливается грунтовой водой, которая уже действовала на породы и поэтому более бедна кислородом и углекислотой, но богаче растворенными веществами, которые могут оказывать очень сильное влияние в дальнейшем на породообразующие минералы. Она может быть особенно богатой кислотными сульфатами, получившимися от растворения колчеданов, органическими кислотами, полученными от разложения растительных остатков, и щелочными карбонатами. Все они увеличивают химическую активность воды.

Главными процессами разложения являются растворение, окисление, гидратизация и карбонатизация. Почти все минералы поддаются в известной степени действию воды, особенно когда она содержит вышеупомянутые вещества. Некоторые, однако, являются более восприимчивыми, чем другие, и по-

этому минералы можно подразделить на относительно более устойчивые минералы как кварц, мусковит и циркон, и на минералы, сравнительно легко поддающиеся изменению, как полевые шпаты и большинство железисто-магнезиальных минералов. Процесс окисления ведет к изменению минералов с образованием окислов. Этот процесс особенно активно протекает у железосодержащих минералов, образуя окислы железа — гематит и лимонит, которые являются главным окрашивающим веществом пород и придают выветривающимся поверхностям столь обычные красные, коричневые и желтые оттенки. Гидратизация является процессом, благодаря которому минералы переходят в вещества, богатые конституционной водой. Минералы, содержащие магний, например оливин, таким образом превращаются в серпентин и тальк; биотит, и другие железо-магнезиальные минералы изменяются в хлорит, а полевые шпаты разлагаются с образованием водных силикатов алюминия и свободной кремнекислоты. В процессах карбонатизации минералы изменяются с образованием карбонатов. Этому типу разложения подвергаются многие минералы и особенно те, которые содержат щелочные металлы — натрий и калий, а также минералы, содержащие кальций и магний. Второстепенные типы изменений могут давать разнообразные сульфаты и хлориды.

В результате химического разложения образуются растворимые вещества: карбонаты, сульфаты и хлориды, и остается нерастворимый остаток, состоящий из водных окислов и силикатов, смешанных с такими минералами, как кварц и белая слюда, которые мало или совершенно не подвергаются воздействию агентов выветривания.

В виде конкретного примера можно подробно рассмотреть разложение обыкновенного гранита, содержащего кварц и ортоклаз с подчиненным количеством олигоклаза, мусковита и биотита и аксессуарных циркона и апатита.

Кварц	SiO_2	Остается неразложившимся	Песчаные зерна
Ортоклаз	K_2O	Переходит в раствор в виде карбонатов, хлоридов и пр.	Растворимый материал
	Al_2O_3	Гидратизируются и входят в соединения, образуя водный силикат Al с освобождением растворенной кремнекислоты	Глина
	6SiO_2		Растворимый материал
Олигоклаз	$3\text{Na}_2\text{O}$	Переходит в раствор в виде карбоната, хлорида и пр.	Растворимое вещество
	CaO	Образует карбонат, который растворим в воде, содержащей углекислоты	Растворимое вещество
	$4\text{Al}_2\text{O}_3$	Разлагается так же, как и в ортоклазе	Глина
	20SiO_2		

Мусковит	$\left\{ \begin{array}{l} 2\text{H}_2\text{O} \\ \text{K}_2\text{O} \\ 3\text{Al}_2\text{O}_3 \\ 6\text{SiO}_2 \end{array} \right\}$	Остаются неразложившимися	Чешуйки слюды
Биотит	$\left\{ \begin{array}{l} \text{H}_2\text{O} \\ \text{K}_2\text{O} \\ 2(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \\ \text{Al}_2\text{O}_3 \\ 3\text{SiO}_2 \end{array} \right\}$	 Вода Переходит в раствор в виде карбоната или хлорида Переходит в раствор в виде карбоната или хлорида; железный карбонат окисляется в гематит или лимонит Образуют водный силикат Al и растворимую кремнекислоту	Растворимое вещество Растворимые и окрашивающие вещества Глина Растворимое вещество
Циркон	$\text{ZrO}_2 \cdot \text{SiO}_2$	Остается неизменным	Цирконовые зерна и кристаллы
Апатит	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \\ (\text{F}, \text{Cl}) \end{array} \right\}$	Является растворимым	Растворимое вещество

Таким образом разложение гранита дает различные вещества, которые могут быть расположены в следующем порядке:

а) *Неизменные минералы*, включающие в себе кварц и циркон, которые образуют *песчаные зерна*, и мусковит, который дает *чешуйки слюды*.

б) *Нерастворимые остатки*, заключающие в себе водные силикаты Al, которые являются основными компонентами *глин*, и окислы железа, представляющие из себя окрашивающие вещества пород.

с) *Растворимые вещества*, заключающие в себе соли калия, натрия, кальция, магния, железа, кремнекислоту и пр.

Растворенное вещество вообще попадает немедленно в реки, а затем переносится в море, присоединяясь к растворенным солям океана. В местах, где происходит испарение, эти соли могут иногда отлагаться на своем пути к морю. Однако, они не могут долго оставаться и сохраняются только в сухом климате, где они, накапливаясь, образуют значительные месторождения соли. Растворимая кремнекислота обыкновенно быстро переотлагается в жилах и трещинах в виде цементирующего материала в породах. Нерастворимые продукты и неизменные минералы могут оставаться в течение определенного времени на месте, образуя часть реголита, но в конце концов они уносятся в реки, а затем в море. Более крупные песчаные зерна отлагаются первыми и образуют слои песка, более тонкие глинистые и очень мелкие песчаные частички выносятся в море, где образуют илестые отложения. Чешуйки слюды могут осаждаться всюду. Все эти частицы могут временно отложиться в русле реки или в озере, образуя слои песка и ила.

Разложение основных пород происходит в общих чертах

так же, как и гранитов, но так как они богаче железисто-магнезиальными силикатами, то дают более растворимого вещества и окислов железа, но меньше свободной кремнекислоты и глинистого материала, чем у гранита.

Физическое разрушение горных пород (дизинтеграция). В высокогорных районах, в пустынях, в местах, покрытых льдом и снегом, процесс химического разложения почти приостанавливается, и дезинтеграция является преобладающим типом разрушения пород. В полярных и горных районах химическое изменение в минералах задерживается, благодаря господству низкой температуры. В пустынях растворы, вследствие высокой температуры и высокой концентрации, могут оказать сильное, но локализованное действие на породы, а так как растворы находятся вообще в небольшом количестве, то результаты их действия совершенно ступенчаты по сравнению с действиями механического разрушения.

Механическое разрушение может происходить от различных причин. Резкие суточные колебания температуры в пустыне и горных районах вызывают напряжения в верхних слоях породы, вследствие которых откалываются обломки (отслаивание — *exfoliation*). Благодаря этому гальки могут раскалываться на многочисленные тонкие, остроугольные куски¹. Замерзание воды в трещинах разрывает породу на угловатые обломки; выветривание в высокогорных районах ведет преимущественно к таким же результатам, и вершины гор покрыты толстым слоем обломков горных пород. Абразионное действие песка, который переносится ветром или водой, вызывает дезинтеграцию пород в пустынях или в руслах быстро текущих и несущих песок рек. Ледники могут выпихивать и отрывать валуны из своего ложа, и при своем медленном непреодолимом движении они грубо шлифуют материал, который они несут, о стены и дно заполняемых ими долин с образованием песка и грязи. Большинство рек, выходящих из ледников, несут, большое количество материала, происходящего благодаря этой деятельности. Прибой волн может дать в результате большое разрушение, что доказывается широкой береговой эрозией. Наконец, органические агенты часто оказывают заметное механическое воздействие на породы: корни растений образуют трещины в породах в своих поисках влаги и питательных веществ, животные, роющие норки, переворачивают почву и подпочву и сам человек возделыванием земли, уничтожением лесов, туннелями, каменоломнями, рудниками и всякими другими способами помогает разрушению пород.

¹ M. S. Johnston. Proc. Geol. Assoc., XXVI, 1915, p. 150.

Физическое выветривание обычно встречается в условиях, которые предотвращают химическое воздействие на породы. Следовательно, продукты физического выветривания обычно состоят из совершенно свежих или сравнительно неизмененных пород и обломков минералов. С другой стороны, физическое разрушение путем распада пород на мелкие обломки помогает создавать громадную поверхность для воздействия агентов химического разложения.

Физическое выветривание гранита превращает его в грубо-зернистый песок, составленный из обломков кварца, полевого шпата и слюды, смешанных с кусками пород, еще не раздробленных на отдельные порообразующие минералы. Многие гранитные площади доставляют пески этого состава, которые называются *аркозовыми песками* или, когда они затвердевают, *аркозами*. Пески Санокс Бэй (Аррана), которые примыкают к громадному северному массиву гранита на этом острове, состоят из кварца, свежего полевого шпата и биотита, очевидно происшедших при физическом выветривании гранитов. Основная порода, разрушенная таким же порядком, дает породу, называемую *ваккой* или *грауваккой*, которая состоит из плагиоклазового полевого шпата, железисто-магнезиальных силикатов и кварца. Последний минерал находится обычно в большом количестве в граувакках и его присутствие обязано тому факту, что кварц является самым распространенным устойчивым минералом и попадает во всякого рода осадочные отложения.

Физическое выветривание может также дать грубо-угловатый щебень, состоящий из любого типа пород, который покрывает горные вершины или накапливается под действием силы тяжести у подножья склонов. Эти накопления называются *осыпями* (talus) или щебнем (scree), когда они не уплотнены и *брекчией*, когда уплотнены или сцементированы в связную массу.

Совокупность обоих процессов, химического и физического, составляет процесс *выветривания*, и его продуктами прежде всего являются покровы рыхлого и раздробленного и сильно разложенного материала, *реголит*, который покрывает поверхность земли. Термин реголит был впервые предложен Меррилем (Merrill)¹ для обозначения всех поверхностных накоплений, включая сюда не только остающиеся на месте или остаточные продукты выветривания, но также и материал, перенесенный силой тяжести реками, ледниками и ветром. Чэмберлин и Салисбери (Chamberlin and Salisbury)², однако,

¹ Rocks, Rock-Weathering and Soils, 1897, p. 299.

² Geology, vol. I, ed. 1909, p. 422.

суживают объем термина до обозначения «рыхлого вещества, которое получается при разрушении, истирании и разрывании пород, а также и от других видов физического выветривания». Мелкораздробленный верхний слой реголита, в условиях хорошей аэрации и смешанный с разложившимся органическим веществом, представляет почву (стр. 180).

Перенос. Растворенное или нерастворенное вещество, получившееся от выветривания, или накапливается здесь же на месте, или переносится и отлагается где-нибудь в другом месте. Агентами переноса являются реки, волны, морские течения, ветер и ледники. Реки могут переносить вещество в растворе или во взвешенном состоянии, или могут катить его по своим руслам. Часть растворенных продуктов выветривания, после длинного или короткого периода странствования в грунтовой воде, попадает в реки и несется к морю. Тонкий нерастворимый материал, песок и глина, подобным же образом попадают в реки и отлагаются после ряда остановок в море. Более грубый материал, который течение не в состоянии поднять, перекачивается вдоль русла.

Морские волны и течения также перемещают материал, доставленный реками или отложившийся вдоль берегов моря, как результат работы волн. Ветер является наиболее эффективным агентом переноса, как видно из универсальной распространенности пыли. Шторм 9 марта 1918 г. над центральной частью Соединенных Штатов перенес свыше миллиона тонн пыли на тысячи километров.¹ Предполагают, что китайский лёсс является непосредственным отложением на широком пространстве передвигаемой ветром пыли, происходящей из азиатских пустынь. Дюны пустынь и песчаных берегов являются дальнейшими примерами мощности ветра, переносящего материал с одного места на другое. Наконец, ледники несут обломки пород на своих поверхностях, вмёрзшие внутри льда или тащимые по низу. Громадная мощность и распространенность валунных глин и морен, обязанные плейстоценовому оледенению Северного полушария, свидетельствуют о транспортирующей силе льда.

Результатом механического переноса является раздробление перемещаемого материала на мелкие частички и округление острых углов обломков. Ветер является наиболее действенным агентом округления, и зерна, которые подверглись продолжительному переносу посредством ветра, обнаруживают почти совершенные шарообразные формы (как просо). Пере-

¹ A. N. Winchell and E. R. Miller. Amer. Journ. Sci., 46, 1918, pp. 599 — 609.

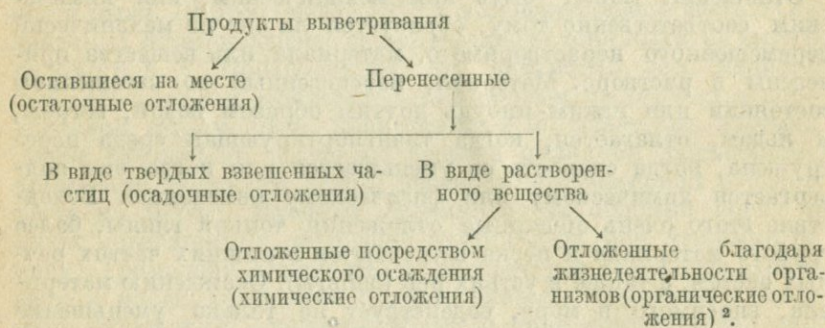
мещение льдом, однако, дает небольшое округление. Наиболее подвижный агент переноса также сильнее всего и сортирует материал, который им переносится. Более тяжелые и более крупные частицы падают в одном месте, а более тонкие и легкие частицы переносятся на большие расстояния. Таким образом слои сравнительно чистого песка и глины отлагаются отдельно. Ветер лучше всего производит сортировку зерен, и отложения, связанные с действием ветра, характеризуются их однородностью и однообразностью. В материале, перемещенном льдом, однако, наблюдается небольшая сортировка или совсем ее не имеется, и при таянии или отступании ледника остается несортированная и разнородная смесь тонкого материала, зерен, галек и валунов всех размеров. Классификацию материала, отложенного на земной поверхности, можно таким образом подразделить на 1) перенесенный и 2) оставшийся на месте.

Отложение. В конечном счете перемещаемый материал, переносится ли он водой, ветром или льдом, попадает в море, но он может временно отложиться на суше и отложения, образовавшиеся таким путем, могут оставаться в течение нескольких геологических периодов, прежде чем они возобновят свой путь к морю. Это заставляет различать *континентальные* отложения от *морских*.

Отложение может быть или механическим, или химическим соответственно тому, образуется ли оно из механически перемещенного нерастворимого материала, или вещества принесены в растворе. Материал, перенесенный во взвешенном состоянии или каким-нибудь другим образом водой, ветром, и льдом, отлагается, когда транспортирующая среда перегружена, когда скорость ее уменьшается или когда она подвергается химическому или физическому изменению. Вследствие этого очень обширные отложения тонкой глины, более грубого материала и песка встречаются в нижних частях речных систем, а также в устьях рек (дельты). Осаждению материала, вносимого в море, содействует не только уменьшение скорости течения реки, но также и смешивание с соленой водой, которая вызывает физическое изменение (флокуляция — образование хлопьев), благоприятствующее отложению взвешенных частиц. Растворенное вещество, происхождение которого связано с выветриванием, может быть отложено или на суше, или в воде непосредственно вследствие таких физико-химических процессов, как выпадение осадков и испарение, или косвенно посредством жизнедеятельности организмов. Если вода, содержащая растворенные вещества, встречает течение, содержащее другие вещества, могут произойти химические реакции, дающие в результате осаждение материала. Далее, мо-

жет происходить испарение раствора, и, когда наступает насыщение растворенным веществом, происходит отложение. Однако, большая часть растворенного вещества, полученного от разрушения пород, достигает океана, где она накапливается в течение геологических периодов, и это считается причиной современной солености морской воды ¹. Некоторые из солей, особенно соли кальция и магния, извлекаются живущими организмами для построения их раковин и скелетов. После смерти организмов их твердые части накапливаются и иногда образуют обширные отложения. Жизнедеятельность живущих организмов, в особенности низших форм растений, вызывает выпадение вещества из раствора. Так, предполагают, что благодаря деятельности бактерий образуется бобовая железная руда в болотах и озерах, а в результате деятельности водорослей, образуются некоторые известковые породы. Перерыв в процессах отложения или повторные изменения в составе отложенного материала, которые могут происходить в легкой степени, являются причиной *слоистости* или *стратификации*, столь характерных для осадочных пород (стр. 191).

Классификация вторичных пород. Вторичные породы обязаны своим происхождением распределению продуктов выветривания, согласно следующей схеме:



Подразделение на четыре группы: остаточные, осадочные, химические и органические, повидимому, отвечает естественному и логическому порядку классификации. Эти группы, тем не менее, не могут быть резко очерчены; они незаметно переходят одна в другую, и так как факторы образования вторичных

¹ J. Joly. The Birth-time of the World, 1915. Denudation, p. 30.

² О таких материалах, как растительные накопления (торф, уголь и пр.), едва ли можно сказать, что они произошли целиком таким способом, как здесь намечено, но их удобнее всего включать в группу органических отложений (стр. 235).

пород являются разнообразными и могут участвовать в отложении любого данного типа не по отдельности, то из этого вытекает, что встречаются часто трудности в отнесении некоторых пород к какой-нибудь естественной группе. В следующих главах рассматриваются вышеупомянутые классы по порядку, начиная с остаточных отложений.

Глава X.

ОСТАТОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ.

Общий характер остаточных отложений. Остаточные отложения представляют собой нерастворимые продукты выветривания пород, избежавшие перемещения транспортирующими агентами и образующие покров на породах, из которых они произошли. Их составные части принадлежат двум классам, а именно, неизменным минералам из первоначальных пород и нерастворимым продуктам разложения. Природа минералов первого класса зависит от подстилающих пород, и среди них чаще всего встречаются кварц, полевые шпаты и мусковит, хотя полевые шпаты обыкновенно являются сильно разложенными. Встречаются также, но уже гораздо реже, такие устойчивые минералы, как циркон, рутил, гранат, турмалин, ильменит и хромит. Силикатовые минералы, входящие во второй класс, представлены главным образом водными силикатами алюминия каолин-галлоизитовой группы, водными силикатами магния серпентин-тальковой группы, хлоритами, гидрослюдами, цеолитами и эпидотовыми минералами. Могут также присутствовать разнообразные водные окислы железа и алюминия и коллоидальная кремнекислота.

Так как эти материалы не подвергались переносу, то они естественно являются несортированными и угловатыми. Это будет смесь обломков пород, размеры которых соответствуют природе и размерам зерен выветривающейся породы. Такие плутонические породы, как гранит, будут давать обломки размером песчинок, так как трещины здесь проходят обыкновенно вокруг отдельных минеральных зерен. Обломки будут обычно остроугловатыми. Дезинтеграция конгломератов, брекчий будет давать грубый, напоминающий гравий материал. С другой стороны, нерастворимые продукты разложения пород являются обычно очень тонкими, похожими на муку и могут таким образом, если они присутствуют, образовать массу, заключающую более грубый материал.

Необходимо отметить, что здесь термин *нерастворимый* упо-

требуется в относительном смысле, так как окончательное перераспределение может происходить в остаточном отложении, вследствие дальнейшего интенсивного выветривания через частичное растворение «нерастворимых» веществ. Они обычно переходят в коллоидальное состояние (стр. 213) и выпадают снова почти на месте с образованием оолитовых, пизолитовых и других конкреционных структур, встречающихся часто в остаточных отложениях.

Красная глина (terra rossa), глина с кремнями. Площади развития известняков в сухих районах часто покрываются красноватой глинистой почвой, terra rossa, которая состоит из нерастворенных остатков глины и минерального вещества, остающихся после растворения известняка. Карстовая местность Адриатики, Идрии и Дальмации представляет один из лучших примеров проявления этого процесса. В районах с несколько более обильным выпадением осадков terra rossa вымывается в ложбины, поглощающие ямы и пещеры вскоре после образования, оставляя чистые известняки в повышенных частях. В этих отложениях часто встречаются кости плейстоценовых животных и остатки первобытного человека.

Глина с кремнями (the clay with flints) южной Англии является образованием, главные составные части которого, вероятно, обязаны своим происхождением той же самой причине, что и terra rossa. Это красноватая глина, смешанная с целыми и разломанными кремнями и с небольшим количеством округленных кварцевых зерен. Она покрывает поверхность мела во многих местностях. Все эти составные части являются, вероятно, остатками, получившимися в результате растворения пород мелового возраста. Даже округленные зерна кварца, вероятно, произошли из этой же формации, так как они были найдены в мелу на площади от Франции до западной Шотландии¹. В некоторых местах глина с кремнями могла смешаться с вышележащими эоценовыми песками и глинами. Шерлок и Нобль предполагают, что плейстоценовые ледниковые покровы являлись агентами, производившими смешивание и распределение этого материала в местностях к северу от Темзы².

Латерит и боксит. Латерит представляет собой красноватый, пористый, конкреционный материал, который покрывает обширные площади в тропических и субтропических странах, образуя твердую поверхностную кору на породах, богатых железом и алюминием. Латерит очень разнообразен по составу, но в общем состоит из смеси водных окислов железа с водной

¹ Е. В. Bailey. The Desert Shores of the Chalk Sea. Geol. Mag., 1924, p. 102.

² Quart. Journ. Geol. Soc., LXVIII, 1912, p. 199.

окисью алюминия в различных отношениях, часто также с окисью марганца, окисью титана и свободной кремнекислотой. Название происходит от *later* (по-латински — кирпич) и связано с его употреблением в кирпичной промышленности Индии, где он ценится за его свойство затвердевания на воздухе. Когда преобладает глиноземистая составная часть, цвет делается желтоватым или беловатым, а порода становится землистой и глиноподобной, иногда с оолитовым и пизолитовым строением. Такая порода называется *бокситом* (от *Beaux* на юге Франции).

Латерит и боксит, повидимому, обязаны своим происхождением интенсивному выветриванию при исключительных окислительных условиях в тропическом климате, характеризующемся резко контрастными влажными и сухими сезонами. При обыкновенных условиях выветривания в сыром умеренном климате силикаты щелочей, извести и алюминия (т. е. полевые шпаты), как мы уже видели (стр. 170), теряют свои основания и присоединяют воду, образуя водные силикаты алюминия общего состава Al_2O_3 , $2SiO_2$ и H_2O . Присутствующее железо большей частью превращается в железистые соли, которые выносятся из раствора. Таким образом остающиеся части при этих условиях являются сравнительно бедными железом, но богатыми связанной кремнекислотой. Но при вышеупомянутых тропических условиях разложение силикатов идет еще дальше. Они теряют не только свои основания, но также и всю кремнекислоту, так что остается только гидроокись алюминия. Сверх того, при сильных окислительных условиях железо, находящееся в породе, образует соли окиси железа, а они не только менее растворимы, чем соли закиси железа, но даже очень легко окисляются в окислы и гидраты железа, которые затем выпадают.

Очевидно, латерит будет образовываться из вещества, богатого железом, а боксит из вещества, богатого алюминием. Некоторые геологи предполагают, что железистые растворы поднимаются к поверхности по капиллярам в течение сухого сезона, давая в результате отложение окислов железа, и могут таким образом создавать значительные накопления для образования латерита¹. Этот процесс сходен с процессом, благодаря которому образуется ортштейновый (*iron-pan*) горизонт ниже почвенного слоя в некоторых субтропических районах. Голланд (T. H. Holland) предполагает, что бактерии принимают участие в фиксации железа в латерите, но эта точка зрения

¹ W. G. Woolnough. Geol. Mag., 1918, p. 185.

не была еще подтверждена¹. Многие наблюдатели согласны в том, что латеритизация и бокситизация могут происходить только там, где породы соприкасаются как с грунтовой водой, так и с атмосферной. Кэмпбелл (J. M. Campbell) показал, что латерит прекращает свое образование, когда по какой-нибудь причине он выходит из зоны грунтовых вод, а когда латерит опускается ниже уровня вадозной воды, железо выщелачивается из него, давая в результате концентрацию глиноземистого вещества, и образует боксит².

Боксит является главной рудой алюминия, а железо часто концентрируется в латерите в такой мере, что образует железную руду (например, рудное месторождение Майре на о. Куба). Никкель, кобальт, марганец и золото являются другими металлами, которые в достаточной степени концентрируются при латеритизации из пород соответствующего первоначального состава, так что образуются годные для разработки руды³.

Почвы. Более верхний слой реголита — *почва*, является, может быть, наиболее важным остаточным отложением. Она переходит вниз в рыхлые раздробленные обломки пород, *подпочву*, которая, в свою очередь, переходит в твердую постель. Почвы могут образовываться поверх или остаточного, или перенесенного материала. В первом случае почва и подпочва имеют ту же самую природу, как подстилающая порода, во втором случае обломочные слои можно считать подпочвой, и как почва, так и подпочва вместе могут состоять из материалов, посторонних подстилающей горной породе. Таким образом возникает различие между остаточными местными и перенесенными почвами.

В агрономическом смысле почвами являются поверхностные слои, обычно имеющие мощность меньше полметра разрушенного и разложенного вещества породы, которое смешано с органическими веществами и дает необходимые условия и вещества для произрастания растений. Почвы, таким образом, состоят из минеральных и органических веществ, при чем первые обычно сильно преобладают, хотя в торфяных и болотистых почвах органическое вещество может достигать больше чем до 50%, так как остаточные вещества почв состоят из камней, песка, мелкозема и глины в разнообразных отношениях, и их структуры определяются относительными количествами этих составных частей. Камешки могут происходить

¹ Geol. Mag., 1903, p. 63.

² Mining Mag., 17, 1917, pp. 67—77, 120 — 121; 171—179; 220—229.

³ W. G. Miller. Lateritic Ore Deposits. Rept. Ont. Bur. Mines, XXVI, pt. 1, 1917, 19 pp.

из постели пород или они могут быть перемещены из удаленных местностей и бывают очень разнообразными. Песок может состоять из каких-нибудь часто встречающихся порообразующих минералов с определенным преобладанием более устойчивых типов, как, например, кварца, белой слюды и некоторых редких тяжелых минералов. Мелкозем и глина частью состоят из измельченных в муку минералов и пород, а частично из водных силикатов алюминия, окиси железа и алюминия и гидратов, которые являются продуктами разложения пород. Карбонат кальция в песчинках и пылинках является важной составной частью почв.

Органическим материалом почвы является *гумус*, образующийся от бактериального разложения растительных и животных остатков. Он доставляет, с одной стороны, питание для растений в удобоусвояемой форме, а с другой стороны, это дает органические кислоты путем непрерывного разложения, которые помогают растворять некоторые минеральные составные части, и таким образом создаются другие существенные питательные вещества для растений. Почвоведы подразделяют составные части почв на песок, мелкозем, глину, карбонат кальция («известь») и гумус. Согласно тому, в какой степени входят эти составные части, могут быть различаемы такие типы, как песчаные почвы, суглинки (песок, ил или глина), мергелистые почвы (глина или мелкозем + карбонат кальция), мелкоземистые, глинистые, известковистые и болотные почвы. Песчаные, суглинистые и известковистые почвы являются легкими, сухими, рыхлыми и пористыми, и они могут подвергаться большому или меньшему истощению питательными веществами для растений; в глинистых почвах, с другой стороны, имеется склонность быть тяжелыми, плотными, непроницаемыми и влажными, но они удерживают питательные для растений вещества лучше, чем песчаные почвы.

Современные агрохимики рассматривают почву как коллоидальную систему (стр. 213), в которой существенными составными частями являются коллоидальная глина и коллоидальное органическое вещество¹. Присутствие этих веществ отличает почву от простого тонкораздробленного материала горной породы. Коллоидальная глина или глинистый комплекс является веществом, которое придает почвам и естественным глинам свойство пластичности и другие особенности. Это вещество неопределенного состава, содержащее кремнекислоту

¹ Эти краткие сведения были взяты из статьи G. W. Robinson. *Pedology (Science of Soils) as a Branch of Geology*. *Geol. Mag.*, LXI, 1924, pp. 444 — 455.

и водные окислы алюминия и железа. В совместном нахождении с органическим веществом при тех же самых физических условиях образуется оболочка геля или пленка на поверхностях более или менее разложенных минеральных частиц почвы, обладающая свойством абсорпции, т. е. способностью производить концентрацию и удерживать некоторые вещества, как, например, кальциевые и калиевые соли, когда растворы, содержащие эти вещества, приходят в соприкосновение с ней. Так как эти и другие абсорбируемые вещества являются существенными для питания растений, то значение коллоидов уже по одному этому едва ли может быть переоценено.

Резюмируя все сказанное, можем заключить, что почва состоит из более или менее разложенной породы и минеральных частиц разнообразных размеров, совместно с гидратным коллоидным комплексом глины и органического вещества, которые могут быть представлены в виде массы, окружающей частички и облегчающей их соединение в сложные частицы или крупинки. Разнообразие в относительных количествах этих составных частей и разнообразие размеров зерен объясняет все различные типы почв. Песчаные почвы содержат грубозернистые минеральные частицы с сравнительно ограниченной массой коллоидального вещества; глинистые почвы состоят главным образом из мельчайших частиц пород и минералов, с соответственно большими количествами веществ в коллоидальном состоянии. В подпочвенной глине коллоидальное вещество не содержит органических веществ, тогда как в поверхностной почве, особенно, когда она обрабатывалась, имеется также сравнительно большое количество коллоидального органического вещества¹.

ГЛАВА XI.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ. ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА, СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ.

Осадочные или обломочные породы образовались путем отложения твердого материала, принесенного во взвешенном состоянии агентами переноса. Их минералогические, структурные и текстурные особенности, разбираемые в настоящей главе, указывают на условия отложения вещества, размер денудации, способы переноса, климат и другие палеогеографические черты периода, к которому принадлежат породы.

¹ Современное изучение особых почв в этом направлении см. H. B. Miller. Paraffin Dirt. Mining Mag., XXXII, 1925, pp. 73 — 85.

Минералогический состав. Минералы осадочных пород распадаются на два класса: 1) нерастворимые остатки от разложения пород и 2) сравнительно стойкие минералы, происходящие из прежде существовавших горных пород. В первом из этих классов различаются группы: а) глинистых минералов, как, например, каолинит, галлуазит и др., б) слюдястые минералы, включающие гидрослюда и хлориты, в) водные окиси алюминия, бокситы, гиббсит и пр. (см. стр. 179) и г) железистые окислы и гидроокислы. Минералы железо-магнезиальной группы, как серпентин и тальк, встречаются редко. Большое количество минеральных разновидностей находится во втором классе; из них кварц, конечно, является самым распространенным, часто присутствуют в осадках некоторые акцессорные минералы, как, например, циркон, рутил, турмалин, гранат, кианит, магнетит и пр. При быстром физическом разрушении, однако, некоторые породообразующие минералы, даже из тех, которые легче всего поддаются химическому разложению, могут в течение некоторого времени являться составными частями осадочных пород. Так, в прибрежных песках на Аирширском берегу можно иногда найти свежий оливин, происшедший от быстрого разрушения многочисленных богатых оливином пород этой местности.

Минеральный состав осадков обуславливается многими факторами; так как нерастворимые остатки от разложения горных пород имеют обыкновенно тонкость муки, они образуют главные составные части глин, тогда как пески состоят преимущественно из кварца и полевых шпатов, потому что эти минералы являются самыми распространенными из относительно стойких минералов и образуются при дезинтеграции горных пород, размеры зерен которых приближаются к размерам песчинок.

Минеральный состав зависит также от природы пород, являющихся источником материала. Если местные породы состоят преимущественно из каких-то минералогически однообразных пород, как, например, кварцита или гранита, бедного железо-магнезиальными и акцессорными минералами, то состав осадков, образующихся при денудации, будет проще, чем состав осадков, полученных в результате разрушения литологически или минералогически разнородного района.

Продолжительность и характер переноса являются также фактором, определяющим минеральный состав. Продолжительное перенесение с места на место ветром или водой ведет к разделению частиц по весу и по форме и, следовательно, по составу. Ветер в особенности деятельно сортирует песчаные зерна. В пустыне слюдяные чешуйки и пыль далеко уносятся, и остающиеся пески отвеваются и перераспределяются до тех

пор, пока не произойдет некоторого приближения к минеральной однородности. Продолжительный перенос в реках или вдоль берегов может также дать почти чисто отсортированные и однообразные отложения. Процесс промывки в ковше или какой-нибудь другой посуде для получения золота или других тяжелых составных частей из песка или гравия является иллюстрацией действия этих способов сортировки. Полосы или участки песков, богатые гранатом или магнетитом, встречающиеся на некоторых пляжах, являются примерами природного отмывания.

При переносе разрушаются более слабые, с лучшей спайностью и более хрупкие минеральные зерна, и таким путем получается однообразность конечного материала. Мэкки (J. Mackie) показал, что количество полевых шпатов в песках рек Спэй и Финдхорн становится прогрессивно все меньшим в направлении к устьям этих рек ¹. Полевые шпаты являются вообще более измененными и менее твердыми, а, следовательно, легче разрушаются до размеров мелкозема и глины, чем твердый и стойкий кварц. Морские волны играют еще большую роль в удалении полевых шпатов из песка. Так, согласно Мэкки, среднее количество полевых шпатов в песках р. Морей близ моря равно 18%, тогда как в прилегающих прибрежных песках количество их равно только 10%. Подобным же образом могут удаляться и другие минералы из песков, в зависимости от их мягкости, восприимчивости к изменению и лучшей спайности.

Те составные части, как валуны, гальки или минеральные зерна, которые были образованы где-то в другом месте и были принесены в осадочные отложения со стороны, называются *аллогенными* (образованные в другом месте), те составные части, которые были образованы *заново* в осадке при последующем изменении, называются *аутигенными* (образованные на месте).

Размер зерна. Главными факторами, которыми определяется размер зерна в осадочных породах, являются преобладающий тип выветривания (химический или физический), структура и состав первоначальных пород и характер и длина переноса, которые претерпел материал.

Разложение в общем образует материал, тонкость которого подобна муке. С другой стороны, благодаря дезинтеграции образуется обломочный материал грубого зерна, так как она действует вдоль трещин и вокруг границ кристаллов в грубо-

¹ Sands and Sandstones of Eastern Moray. Trans. Edinb. Geol. Soc., 7, 1899, p. 149.

зернистых породах и вдоль плоскостей отдельности и трещин тонкозернистых пород. Образовавшийся таким образом материал имеет тот же самый размер зерна, что и горная порода, из которой он произошел, или образует большие обломки, размер которых ограничивается только промежутками между трещинами. Размеры зерен образующихся осадков зависят от структуры, состава и отдельности первоначальных пород, влияние которых проявляется довольно парадоксальным путем. Такая грубозернистая порода, как гранит, будет давать массу разрушенных кристаллов почти тех же самых размеров, как и зерна гранита, но плотная порода, как, например, фельзит или плотный известняк, будет раскалываться вдоль плоскостей разрывов, и поэтому обломки будут больше, чем обломки, которые образуются из грубозернистой породы.

Длина переноса, которую претерпели обломки, будет, очевидно, влиять на величину зерен образующихся осадков. Более долгий период странствования в разных направлениях благодаря ветру, волнам, рекам или ледникам неизбежно приводит к большей изношенности каждой частицы и, следовательно, к более мелкому зерну. Столкновение частиц друг с другом или о поверхности пород происходит сильнее в воздухе, чем в воде, поэтому эоловые отложения могут получиться тоньше, чем отложения в воде, которые подверглись одинаковой продолжительности переноса. Более подробное рассмотрение этой темы дано под заголовком *окатанность* (стр. 189).

Термины, прилагаемые к обломочным материалам разнообразных размеров, как, например, валуны, булыжники, гальки, гравий, песок, мелкозем или песчаная пыль (silt), глина, являются довольно неопределенными. Современные попытки определить их сделаны Грабау¹ (Grabau) и Босвель (Boswell)². Таблица на стр. 186 представляет компромисс между различными схемами и в основном следует схеме, данной Холмсом³.

Осадки, которые содержат большое число материала разных размеров в более или менее одинаковом количестве, называют несортированными или плохо сортированными. С другой стороны, осадки, содержащие большое количество материала одного размера, называют хорошо сортированными. Плохо сортированные отложения образуются в условиях быстрого или беспорядочного отложения (как, например, ледниковые отложения), когда обломки самых разнообразных размеров смешаны вместе. Хорошо сортированные отложения, с другой стороны,

¹ Principles of Stratigraphy, 1913, p. 287.

² Memoir on British Resources of Refractor Sands, 1918, p. 13.

³ Petrographic Methods and Calculations, 1921, p. 197.

образуются при продолжительном переносе ветром или водой с последовательным отсеиванием частиц различных размеров.

Подразделения	Предел размеров обломков	Главные группы
Валуны	Больше 200 мм (наим. диаметр)	Рудиты
Булыжники	Между 200 мм и 50 мм	
Гальки	» 50 » » 10 »	
Гравий	» 10 » » 2 »	Гравий
Очень грубозерн. песок . .	» 2 » » 1 »	Песок
Грубозерн. песок	» 1 » » 0,5 »	
Среднезернистый песок . .	» 0,5 » » 0,25 »	
Мелкозернистый » . .	» 0,25 » » 0,1 »	Мелкозем
Мелкозем	» 0,1 » » 0,01 »	
Пыль, грязь, глина	Меньше 0,01 мм	Глина

Количество разнообразных размеров частиц, присутствующих в осадке, определяется их механическими анализами. Для установления механического состава осадков употребляются методы: просеивания, отмучивания и отстаивания, но их описания выходят за пределы этой книги¹.

Проф. П. Босвель (P. G. H. Boswell) предложил остроумный метод графического изображения результатов механического анализа осадков с помощью кривых². Размеры откладываются горизонтально в масштабе пропорционально логарифмам их величин, а общее процентное содержание по весу материала, превышающего разные определенные размеры, откладывается вертикально (рис. 53). Так, лондонская глина, изображенная кривой LC, имеет 17% материала диаметром большим, чем 0,1 мм и около 55% диаметром от 0,1 мм до 0,01 мм. Таким образом ординатой для размера 0,1 мм является 17, а для 0,01 мм является $17 + 55 = 72$. Горизонтальность на каком-нибудь участке кривой обозначает отсутствие размеров, соответствующих тому участку абсцисс, над которым протягивается горизонтальная часть. Так, на кривой BB (песок слоев Бовей) тонкие частицы размеров мелкозема и глины практически отсутствуют. Вертикальность обозначает значительный процент частиц раз-

¹ О методах см.: P. G. H. Boswell. Memoir on British Resources of Refractory Sands, 1918, pp. 18—28; A. Holmes. Petrographic Methods and Calculations, 1921, pp. 204—215.

² P. G. H. Boswell. Proc. Geol. Assoc., 27, pt. 2, 1916, p. 98.

мера, отвечающего этой части кривой. Так, чистый гравий, состоящий целиком из зерен, не меньше чем 2 мм в диаметре, выражается вертикальной линией *GG*; чистый песок средних размеров обозначен линией *SD*, а чистый мелкозем и глина линиями *ST* и *CL*. На хорошо отсортированный осадок таким образом указывает приближенная вертикальность в значительной части кривой, на плохо отсортированный осадок указывают диагонально направленные кривые (*PB* и *GS*). Этот гра-

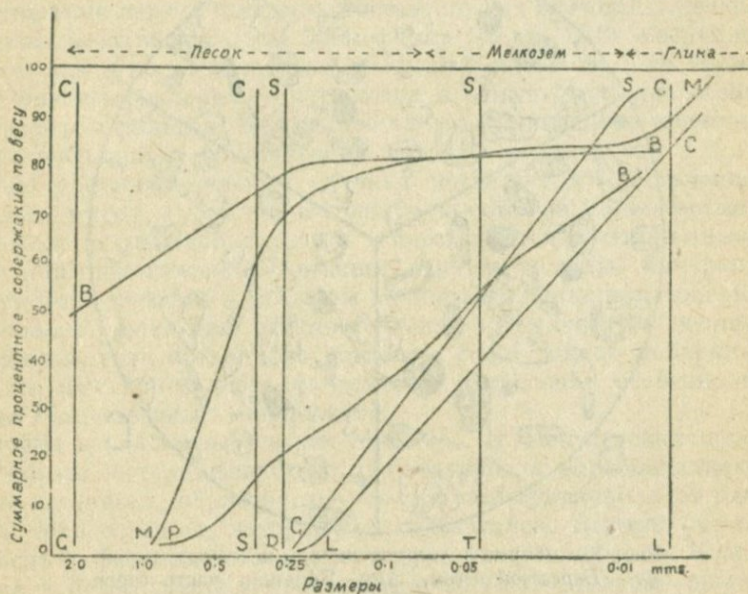


Рис. 53. Размеры осадков.

Диаграмма, иллюстрирующая разнообразие размеров некоторых осадков (см. стр. 186).

фический способ выражения является очень ценным, так как он показывает, например, насколько естественные пески приближаются к идеальным образцам, требуемым определенными экономическими целями. Так, кривые *MM* и *GS* представляют соответственно механические анализы идеального формовочного песка и идеального стекольного песка.

Тяжелые минералы в песках и песчаниках. В песчаных накоплениях, перенесенных тем или другим способом, сортировка составных частей различного состава зависит главным образом от веса частиц. Зерна одного и того же веса стремятся концентрироваться вместе. При прочих равных условиях частицы определенного размера и удельного веса концентрируются вме-

сте с частицами меньшего размера, но большего удельного веса. Так как кварц и полевой шпат являются наиболее обильными составными частями песков и имеют почти один и тот же удельный вес, то продолжительный перенос в общем ведет к сравни-

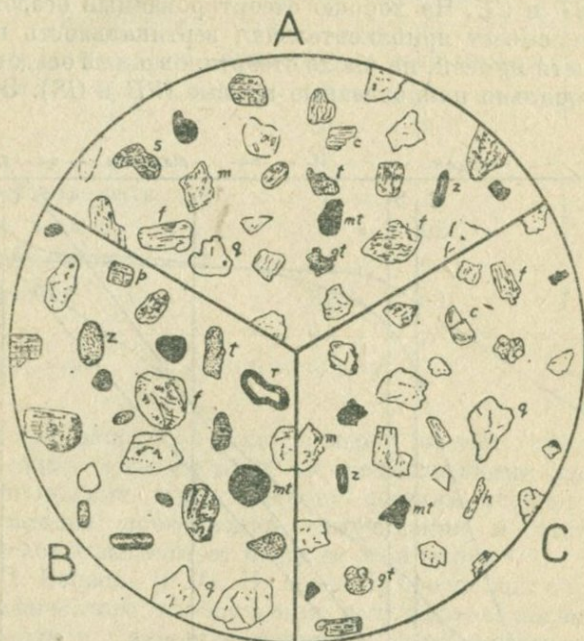


Рис. 54. Форма и округленность песчаных зерен.
А. — *Береговой песок*, Аир. Большая часть зерен угловаты.

В. — *Пустынный песок*, Ассуан (Assouan), Египет. Многие из зерен совершенно округлены.

С. — *Флювио-гляциальный песок*, Глен Фраун (Glen Fruin), Дембартоншир. Зерна резко угловаты.
Увел. ок. 20 раз.

q — кварц, p — пироксен, r — рутил, f — полевой шпат, h — роговая обманка, gt — гранат, m — слюда, z — циркон, mt — магнетит, h — хлорит, t — турмалин, s — серпентин и рудные минералы.

тельной однообразности размера этих обломков, но они будут находиться совместно с некоторыми более тяжелыми минералами, которые вообще имеют меньшие размеры. Поэтому тяжелые минералы находятся в мелких фракциях песка и часто практически отсутствуют в более крупных фракциях¹.

¹ V. C. Illing in P. G. H. Boswell. Memoir on British Resources of Refractory Sands, 1918, p. 180.

Природа и относительные количества этих фракций тяжелых минералов в различных геологических формациях варьирует при различных условиях отложения, и при правильном истолковании могут дать ценные данные относительно источников содержания составных частей осадков и о географических условиях, сопровождавших их отложение. Легкая фракция кварца и полевых шпатов также дает много сведений относительно источников материала, относительно климата и палеогеографии.

Отделение легких и тяжелых минеральных фракций в песках производится посредством бромформа (уд. в. 2,8) в воронке. Кварцевые и полевошпатовые обломки всплывают, в то время как тяжелые минералы опускаются и могут быть извлечены посредством фильтра. Количество тяжелых минералов является очень небольшим. Обыкновенно гораздо меньше, чем 1%, и только в исключительных случаях достигает 5%. Ильменит, циркон, рутил, турмалин и гранат являются наиболее частыми минералами тяжелой фракции и наблюдаются почти в каждой песчаной геологической формации. Другие тяжелые минералы могут быть местами в большом количестве. Фракция тяжелых минералов может быть диагностическим признаком для данной формации, если принять во внимание более редкие минералы, так же как кристаллографические и оптические особенности более обыкновенных минералов¹.

Форма и окатанность зерен (рис. 54). В кластических породах формы составляющих обломков зависят от первоначальных форм материала, образовавшегося при выветривании, и от длины и типа переноса, которому он подвергался. Первый фактор зависит от физического характера различных минералов. Кварц гранита будет давать остроугольные обломки, полевые шпаты будут доставлять зерна, ограниченные параллельными трещинами спайности, слюды будут давать тонкие неправильно ограниченные чешуйки, циркон и апатит могут освободиться из вмещающей породы в виде прекрасно ограниченных кристаллов. В случае тонкозернистой плотной породы, обломки, образованные физическим выветриванием, будут вообще угловатыми, так как они определяются пересечением естественных трещин или неправильными плоскостями в зависимости от способа раскола. Можно сказать, что нормально получающийся материал благодаря выветриванию первоначально является угловатым.

Дело может усложниться тем, что породы, обломки которых были образованы в течение предыдущего цикла денудации, мо-

¹ P. G. H. Boswell. The Petrography of the Sands of the Upper Lias and Lower Inferior Oolite in the West of England. Geol. Mag., LXI, 1924, p. 258.

гут встречаться на участках, подлежащих разрушению. Так, благодаря физическому выветриванию, пустынные песчаники или рыхло спрессованные оолиты могли бы сначала доставлять совершенно округленные зерна. Сланцы, напротив, дают вытянутые, призматические или чечевицеобразные осколки, которые после округления делаются цилиндрическими или веретенообразными.

Действие переноса на первоначально угловатые минеральные обломки и обломки горных пород, получившиеся при выветривании, является полирующим, округляющим неправильности, и в конце концов образуются округленные и шлифованные зерна. Степень округления зависит от размера; наибольшие частицы являются наиболее округленными. Оно зависит также от веса: при одинаковом размере более тяжелые по удельному весу частицы подвергаются наибольшему округлению. Твердость препятствует округлению, менее твердые минеральные обломки, вероятно, будут хорошо округляться. Так, полевошпатовые зерна часто обнаруживают большую степень округления, чем кварц. Другим фактором является расстояние при переносе. При прочих равных условиях, чем длиннее путь, тем больше округление. Наконец, округление зависит от типа переноса. Для данного расстояния частицы, несомые льдом, являются менее округленными, а частицы, несомые ветром, являются наиболее округленными, тогда как частицы, переносимые водой, занимают промежуточное положение в этом отношении.

Природа переносящей среды производит округление другим путем, зависящим от ее вязкости¹. Когда зерно уменьшается ниже определенного размера, столкновение с другими зернами в воде или соприкосновение с дном реки становится невозможным, благодаря отталкивающей силе поверхностного натяжения, которую производит тонкая оболочка воды, окружающая зерно. Циглер считает невероятным, чтобы зерна диаметром меньше, 0,75 мм могли быть хорошо округлены в воде². Все зерна меньших размеров, чем указанный, будут оставаться угловатыми, и переход от размеров угловатых к округлым частицам будет резким. Отталкивающая сила поверхностного натяжения гораздо меньше в воздухе, чем в воде, и поэтому сталкиваться могут зерна с меньшими диаметрами, чем 0,75 мм.

Таким образом, могут истираться и округляться переносом в воздухе очень мелкие зерна; по этому признаку, в связи с

¹ J. G. Goodchild. Desert Conditions in Britain. Trans. Edinb. Geol. Soc., 7, 1909, p. 301.

² V. Ziegler. Journ. Geol., 19, 1911, p. 645.

другими особенностями, можно отличать песчаные отложения водного происхождения от эоловых.

Связность. Впервые образованные осадки являются рыхлыми, мягкими и не затвердевшими, со временем они становятся крепкими, твердыми и плотными. Это происходит главным образом благодаря двум процессам: 1) уплотнению или отвердеванию, 2) цементации. *Уплотнение* происходит от давления под действием веса вышележащего материала или вследствие движений земной коры. Большая часть воды из осадков выжимается, и частицы сцепляются, потому что они находятся в пределах взаимного молекулярного притяжения. Тонкозернистые глинистые породы являются более восприимчивыми к этому способу затвердевания, чем грубозернистые песчаные породы. Этот процесс подобен гидростатическому давлению в производстве некоторых искусственных материалов.

При *цементации* частицы связываются вместе отложенным цементирующим веществом между зернами. Эти вещества принесены в породы просачивающимися растворами, которые могут содержать кремнекислоту, кальциевые или магниевые карбонаты или железные соли. Первые два отлагаются между зернами точно так же, как цемент между кирпичами, третье вещество может быть отложено подобным же образом, но железные окислы часто образуют тонкую пленку вокруг каждого зерна. Получается крепкая связь, особенно если это происходит в условиях коллоидных гидратов. Цементом также может быть глинистое вещество, которое образуется благодаря разложению полевого шпата в самих осадках или которое отложилось вместе с преобладающими кварцевыми зернами. Слюдистые вещества, обязанные своим происхождением первоначальному отложению или последовательным процессам разложения, могут тоже действовать как цемент. Поэтому в большинстве случаев цементирующие вещества являются аутигенными.

Процессы уплотнения и цементации вообще действуют совместно при отвердевании осадков. Так, пыль, ил или глина превращаются в более или менее плотную глину или глинистый сланец, песок переходит в песчаник, гальки, булыжники и валуны цементируются вместе, образуя конгломераты или брекчии.

Стратификация (слоистость)¹. Одной из наиболее характерных черт осадочных пород является их отложение пластами или слоями. *Напластование* или *слоистость* (*стратификация*) отме-

¹ Современное рассмотрение слоистости дано K. A n d r é e. Geol. Rundschau, VI, 1915, SS. 351 — 398.

чается различиями в структуре, твердостью, сцеплением или цветом расположенных приблизительно параллельно полос. Слоистость, иногда замаскированная, часто проявляется отчетливо благодаря процессам выветривания. Плоскость соприкосновения различных пластов представляет *плоскость напластования*. Нередко она является также плоскостью прерывности, вдоль которой порода более или менее легко раскалывается.

Если рыхлый материал разнообразного состава и размера выпадает в спокойной воде, самые большие гальки и песчинки будут находиться на дне бассейна отложения, и последовательно кверху будет находиться прогрессивно все более мелкий материал, а самый тонкий в верхней части. Так будет образовываться правильная слоистость согласно размеру материала

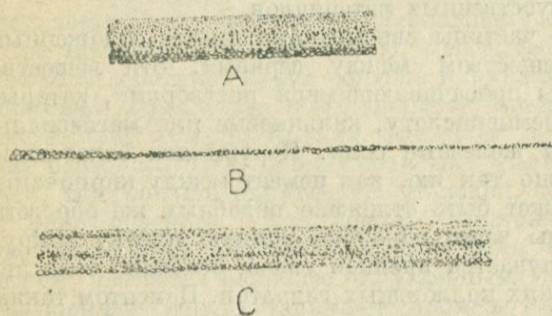


Рис. 55. Чертеж, иллюстрирующий типы слоистости.

от дна до верха (рис. 55 А). Если, однако, транспортирующей средой является течение, идущее в каком-нибудь направлении, тогда изменение размеров происходит не в вертикальном, а в горизонтальном направлении. Наиболее грубый материал отлагается первым, затем последо-

вательно все тоньше и тоньше до тех пор, пока, наконец, в самой отдаленной от начала точке не выпадает (рис. 55 В) наиболее тонкая глина. Осадок изменяется таким образом горизонтально, но не по слоям. Если, однако, процесс повторяется снова и снова, вследствие течения с постоянно изменяющейся скоростью, то отлагаются новые слои с зернами различных размеров и в результате образуется слоистость (рис. 55 С).

Один слой, ограниченный двумя плоскостями слоистости, представляет *пласт* (stratum). Мощность пластов может колебаться от многих метров до части сантиметра. Очень тонкие, листообразные пласты называют *листоватостью* (lamina), они встречаются только в очень тонком глинисто-песчаном материале. Листоватость часто обязана своим происхождением отложению мелких пластичных минералов, как, например, слюд. Она может также быть вызвана давлением, обусловленным вышележащей нагрузкой, которая действует на мелкие иго-

лочки, чешуйки и пластинки, поворачивая их в положение, перпендикулярное направлению давления. Растягивание или течение тонкого материала может вызывать тот же самый конечный результат. Ориентировка составных частей таким способом ведет к сланцеватой отдельности или сланцеватости (*fissility*), способности некоторых тонкозернистых осадочных пород раскалываться легко вдоль плоскости слоистости¹. Сланцеватая отдельность в более грубозернистых породах может быть вызвана перемежаемостью тонких слоев глинистого или слюдистого материала, как во многих тонкослоистых песчаниках (сланцеватые песчанистые сланцы — *faikes*).

Плоскости слоистости или листоватость обычно указывают на более длинный или более короткий период перерыва в отложении, особенно когда перерыв разделяет материал заметно различного состава или структуры, но различие условий, необходимых для образования этих слоев, не может быть сразу установлено. Комплекс слоев, образующих определенную единицу, является геологической формацией.

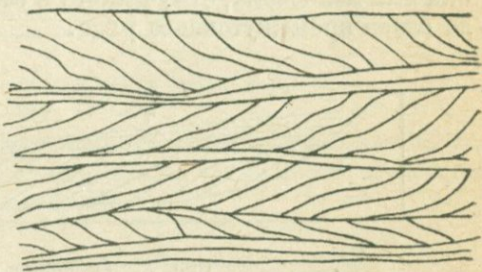


Рис. 56. Слоистость течений.

Когда плоскости слоистости расположены приблизительно параллельно одна другой, такое явление называется *согласным* напластованием. Часто, однако, можно видеть в отдельных слоях второстепенную слоистость, отмеченную плоскостями слоистости, которые являются наклонными к большинству линий слоистости. Эти образования, которые известны под разными названиями: перекрещивающейся, косой, ложной или слоистостью потоков, могут быть объединены термином *несогласной* слоистости.

Андре (*Andrée*) (*op. cit.*) различал разного рода несогласные слоистости. Наиболее важной, может быть, является слоистость течений. В этом типе видно, как пласты с косыми линиями слоистости ограничены прослойками согласной слоистости (рис. 56). Косая слоистость течений указывает на быстрые изменения в направлении и силе течения воды,

¹ Рассмотрение сланцеватой отдельности (*fissility*) и ее причин см. у J. V. Lewis. Bull. Amer. Geol. Soc., 35, 1924, pp. 557 — 590.

несущего осадок, на отмелях, выступах, песчаных косах и в дельтах.

Способ отложения является тем же самым, как и способ, которым строится железнодорожная насыпь. Осадок переносится горизонтально течением и выпадает поверх концевого откоса.

Строение дельт хорошо иллюстрирует образование косой слоистости, как в большом, так и в малом масштабе. Имеется три ряда слоев: покрывающий ряд, промежуточный ряд и подстилающий ряд (рис. 57). Покрывающий ряд слоев ложится на субаэральную поверхность дельты с наклоном, равным наклону этой поверхности; промежуточным рядом слоев являются те, которые образованы благодаря действию обыкновенного течения в воде; подстилающий ряд слоев состоит из тонкого ила или мелкозема, отмученного и отложенного на дне бассейна до слоев промежуточного ряда.

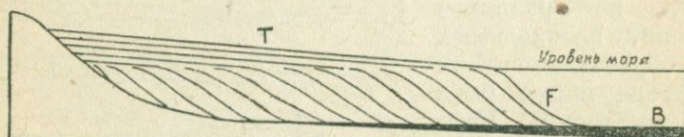


Рис. 57. Строение дельты.

Т — покрывающие слои; *F* — промежуточные слои; *В* — подстилающие слои.

Напластование потоков обнаруживает чередование грубого, косослоистого материала и тонких горизонтальных листоватых слоев (рис. 58).

Такое напластование наблюдается в аллювиальных конусах выноса, образованных в полусухих областях потоками, которые во время разлива выносят большую массу грубого материала и в спокойное время отлагают только глину или мелкозем.

Золовая косая слоистость, обязанная своим происхождением ветру, обнаруживает кривую поперечную листоватость большего масштаба и более широкого радиуса, чем слоистость, обязанная своим происхождением воде. Это представляет остатки следующих одна за другой дюн, которые надвигались на район в направлении господствующего ветра. Эта слоистость также отличается крайней неправильностью благодаря частому чередованию отложений и денудаций под влиянием воздушных течений разнообразного направления и силы.

Второстепенные структуры и следы на плоскостях наложения.¹
 Волнистая рябь или *волноприбойные знаки*, так часто наблюдаемые на песчаных отлогих берегах, могут при особых условиях сохраниться в осадках. На песчаных отмелях волнопри-

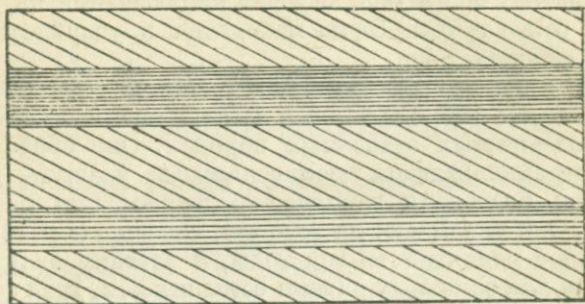


Рис. 58. Напластование потоков (объяснение см. стр. 194).

бойные знаки обязаны своим происхождением действию волн, которые образуют в песке миниатюрную волнистость, имеющую симметричный профиль (рис. 59А).

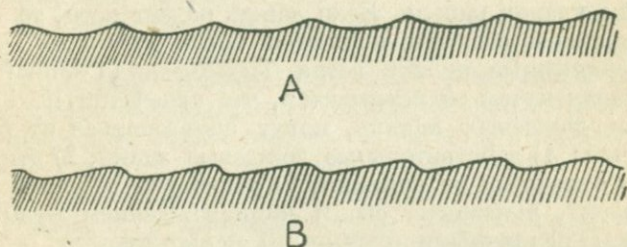


Рис. 59. Волноприбойные знаки.
 Вертикальные разрезы через волноприбойные знаки
 А — волноприбойные знаки морских волн.
 В — волноприбойные знаки течения.

Несимметричный тип волноприбойных знаков, однако, происходит вследствие течения или в воде, или в воздухе

¹ Следующие статьи содержат современное рассмотрение этих особенностей, «волноприбойных знаков»: E. M. Kindle. Geol. Surv. Canada. Mus. Bull., 25, 1917, p. 121. W. H. Bucher. Amer. Journ. Sci., 47, 1919, pp. 149 — 210. «Трещины высыханий»: E. M. Kindle. Journ. Geol., 25, 1917, pp. 135—144. «Отпечатки капель дождя»: W. H. Twiss. Bull. Geol. Soc. Amer., 32, 1921, pp. 359 — 372. «Следы животных»: P. E. Raymond. Amer. Journ. Sci., 3, 1922, pp. 108 — 114. Хороший рисунок следа умирающего омара см. у F. A. Bather. Knowledge, Sept. 1914, p. 329, fig. 325.

(рис. 59В). Песчаные частицы сметаются по пологому склону грядки, перекатываются через гребень и падают в углубление, и рябь таким образом перемещается подобно дюнам. В эоловой ряби грубые зерна находятся на гребнях, а более мелкие в углублениях. В волноприбойных знаках водного происхождения, наоборот, более мелкие зерна наблюдаются на гребнях, тогда как более грубые зерна находятся в углублениях и на коротких склонах ряби.

Трещины в иловатых осадках или трещины усыхания можно наблюдать на дне любой высохшей лужи, и они часто сохраняются в тонковернистых осадочных породах. Они образуют сеть трещин, ограничивающих полигональные участки, и могут сохраниться благодаря заполнению песком или различного рода илом. Они указывают на условия, повлекшие за собой продолжительное поднятие из-под воды, и поэтому являются характерными для заливных равнин больших рек, хотя они могут указывать, но гораздо реже, на илистые низины в полосе прилива или отлогих берегов озер.

Отпечатки дождевых капель могут также находиться на поверхностях осадочных пород и сохраняются в тех же самых местах и при тех же самых условиях, как и трещины усыхания. Отпечатки дождевых капель являются очень мелкими углублениями, окруженными низкими валиками, которые образуются вследствие ударов капель. Если дождь падает косо, то валики с подветренной стороны являются более высокими, чем валики, обращенные против ветра. Твенгофель (Twenhofel) (op. cit.) показал путем экспериментов, что отпечатки, похожие на отпечатки дождевых капель, могут образоваться от различных причин: 1) действительные дождевые знаки, 2) отпечатки града, 3) отпечатки от капания, 4) отпечатки водяных брызг, 5) отпечатки, объясненные своим происхождением пузырькам, возникшим различными путями, 6) мелко-ямчатое строение, вызванное мелкими, поднимающимися струйками, появляющимися при быстром выпадении осадков хлопьями. Только небольшой процент отпечатков, обычно описываемых как отпечатки дождя, образуется при выпадении дождя. Поэтому необходима осторожность в толковании условий, при которых происходят эти образования.

Следы животных. Эти следы, указывающие на передвижение некоторых животных по мягкому осадку, который способен воспроизвести и сохранить отпечатки амфибий, рептилий и птиц, часто наблюдались в слоях. Длинные, извилистые, мелкие, с параллельными сторонами углубления, обыкновенно приписываются червям. Раймонд (Raymond), однако, доказал, что следы на песчаниках и глинистых сланцах, обыкновенно при-

писываемые червям, в действительности являются следами гастропод и других короткотелых животных. Извилистые, неправильные следы с резкими поворотами вероятно были сделаны короткими, а не продолговатыми животными. Следы обычных земляных червей являются почти прямыми или образуют кривые большого радиуса.

ГЛАВА XII.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ.

Классификация. За основу классификации осадочных пород чаще всего берутся размеры их составных частей (стр. 186). Можно различать четыре группы:

I. *Грубообломочные*¹ (rudaceous) породы, состоящие преимущественно из гравия, галек, булыжника и валунов. Рыхлым материалом этого класса являются: гравий, галечники, щебень, осыпи и т. д. Когда они сцементированы, то образуются конгломераты и брекчии.

II. *Песчаные* (arenaceous) породы, состоящие главным образом из песчаного материала. Рыхлым материалом являются пески, при отвердевании образуются из него песчаники, аркозы, граувакки и пр.²

III. *Мелкоземистые* породы. Породы состоят большей частью из тонкого материала, который у нас называют мелкоземом или песчаной пылью. Этот класс обыкновенно включали в классы или песчаных, или глинистых пород, но к нему относятся некоторые отличающиеся от тех и других типы пород, и группа эта заслуживает особого обозначения³.

IV. *Глинистые* (argillaceous) породы, состоящие из тончайших материалов разложения пород. Когда они еще не затвердели, то называются пылью, илом и глиной, когда они более или менее отвердели — аргиллит (глинистая горная порода) и глинистые сланцы (по-английски shales)⁴.

¹ G r a b a u. Principles of Stratigraphy, 1913, p. 285.

² *Примечание редактора:* Англичане различают еще сравнительно грубые песчаники из угловатых зерен (grit). По-русски угловатый материал такого рода называют обыкновенно дресвой и соответственную породу, может быть, можно называть *дресвяник*. А. З.

³ *Примечание редактора:* По-английски такие породы называются siltstones, может быть подходящими русскими терминами будут мелкоземистый песчаник или мелкоземистый сланец, в зависимости от более или менее ясной слоистости породы.

⁴ *Примечание редактора:* Для различия указанных групп применяют также греческие названия: *псефиты* представляют грубо-обломочные

Эта группировка является также частично химической и минералогической. Начиная от грубообломочных до глинистых пород, можно проследить возрастающую определенность химического и минералогического состава. Галечные и валунные породы в отношении состава образуют наиболее разнородную группу. Песчаные породы, образованные главным образом кварцем с подчиненным количеством полевого шпата, естественно очень богаты кремнекислотой. Глинистые породы, которые заключают в себе тончайшие продукты разрушения пород и особенно разложения, являются составленными преимущественно из водных алюмосиликатов. Мелкоземистые породы являются промежуточными по составу между песчаными и глинистыми группами. Тем не менее, состав каждой группы может изменяться в широких пределах. Даже в глинистой группе могут встречаться породы, совершенно лишенные водных алюмосиликатов, так, например, обломочный известняковый ил.

Другой способ группировки осадочных пород производится на основании тех агентов, которые являются наиболее преобладающими в образовании их настоящего характера, как, например, водные, золотые (образованные благодаря работе ветра), ледниковые. Кроме того осадочные породы группируют по месту отложения, как, например: морские, континентальные, речные, отложения эстуарий, озерные и пр. И тот, и другой тип группировки, однако, являются также применимыми к другим классам вторичных пород.

Грубообломочные породы ¹. Брекчии ² и конгломераты. Угловатость и округленность обломков, зависящих от размера переноса, который претерпел материал, является основанием подразделения этой группы пород на щебень, осыпи и брекчии, с одной стороны, и на галечники и конгломераты, с другой. В первом классе материал подвергся небольшому переносу или совсем ему не подвергался, он просто накопился у подножья склона. Во втором классе обломки подверглись значительному переносу в воде и, следовательно, более или менее окатаны. Угловатые грубые обломки пород или брекчии (рис. 60) являются очень разнородными по составу, они могут состоять из любого типа породы, которая подверг-

породы (rudaceous); *псаммиты* — песчанистые образования (arenaceous); *пелиты* — глинистые (argillaceous). Для промежуточного класса, отвечающего английскому *siltrocks* необходимо ввести особый термин, их можно назвать *алевриты* (alevriton — мука). А. З.

¹ Краткий обзор некоторых британских грубых пород см. A. Hols. Petr. Methods and Calc., 1921, pp. 168 — 174.

² W. H. Norton (Journ. Geol., 25, 1917, pp. 160—194) дает удобную классификацию и общий обзор брекчий.

лась субаэральному выветриванию. С одной стороны, *конгломераты* состоят только из более стойких обломков, которые благодаря их твердости и крепости были способны вынести превратности переноса и в процессе перемещения стачивались и округлялись.

Громадные накопления *осыпей* или *щебня*, которые встречаются у подножья склонов в полусухих, пустынных или полярных районах, где дезинтеграция является главным способом выветривания, представляют примеры рыхлых грубо-обломочных отложений материалов¹. Ферар (Н. Т. Ferrar)² описал такого рода материал, частично выполняющий так называемые вадии или ущелья с крутыми склонами в районе между Нилом и Красным морем; материал очень свежий и остроуго-

ловатый и при своем коротком переносе редкими пустынными потоками глыбы часто получают штриховку, борозды и раздробляются. Эти накопления очень сходны с «траппоидными брекчиями» верхнепермских отложений в средней части Англии, которые состоят из угловатых обломков вулканических пород, дресвы сланцев и известняков и похожи на породы допермского возраста,



←----- 6 см. ----->

Рис. 60. Брекчия.

Кварцевая брекчия (кембрий), Inchnadampff, Sutherlandshire. Видны угловатые обломки белого кварца в грубозернистой-песчанистой массе (см. стр. 199).

находящиеся к западу от них и без сомнения происходящие из них. Порода, которую англичане называют *brockram*, происходящая из пермских пород Кумберлэнда, является подобным типом брекчии, в которой обломки состоят главным образом из каменноугольного известняка.

Хотя брекчии образуются преимущественно при субаэральных условиях, они могут изредка быть морского происхождения. Характерный пример этого рода описан М. Макгрегором (М. Magregor) из юры Хельмсдел³, Сутерлэндшир (Helmsdale, Sutherlandshire). Эти брекчии состоят из угловатых глыб

¹ A. C. Lawson (Bull. Dept. Geol. Univ. Cal. Publ., vol. VII, 1913) предлагает термин *фангломерат* (fanglomerate) для этого материала, когда он залегает в виде аллювиального конуса выноса (fan).

² Rep. Brit. Assoc. Australia, 1914, p. 362.

³ Trans. Geol. Soc. Glasgow, vol. XVI, 1916, p. 75.

древнего красного песчаника, имеющих разнообразные размеры вплоть до размеров $6,5 \times 2,25 \times 0,75$ м (вероятно, свалившаяся глыба) и заключенных в содержащие окаменелости морские юрские илы, которые смяты около включенных глыб. Эти отложения представляют из себя осыпи, накопившиеся у подножья скал древнего красного песчаника, которые окаймляли Юрское море. Условия, при которых шло их образование, теперь повторяются вдоль современного берега Каснес (Caithness). Другими типами брекчий являются брекчии, образующиеся благодаря разрушительным действиям вулканических взрывов. Вулканическая брекчия называется *аггломератом*. Она состоит преимущественно из изверженного материала, но может содержать и невулканические обломки, вынесенные из основания вулкана или оторванные от стенок вулканического жерла. Аггломерат нагромождается в виде беспорядочной массы кусков всех размеров поблизости вулканического жерла.

Брекчии могут также образоваться вдоль плоскости передвижений в земной коре. Эти *сбросовые брекчии* и *брекчии трения* представляют первую стадию милонитизации (стр. 273) или перемалывания пород. Интраформационная брекчия образуется благодаря растрескиванию глины или мелкоземистых отложений на солнцепеке или при высыхании, и затем угловатые обломки попадают в тело следующего пласта песка.

Рыхлые, грубообломочные отложения с округленными обломками описываются как *гравий* и *галечники*. Гравий состоит из более или менее округленных обломков, имеющих диаметры от 2 мм до 10 мм, галечники состоят из больших обломков, с диаметрами от 10 мм до 50 мм. Гравий и гальки состоят из твердых, крепких, прочных материалов, которые способны противостоять значительному истиранию. Обширные отложения гравия, лежащие на мелу южной Англии, и огромные галечные морские пляжи Дорсет в Чесиль Бич (Dorset, Chesil Beach) и Кента в Денгенес (Kent, Dungenes) являются поэтому преимущественно сложенными из кремния, наиболее часто встречающейся твердой породы этого района. Некоторые из слоев гравия сначала распространились в виде намытых конусов выноса перед плейстоценовыми ледниковыми покровами, но были частично перераспределены реками. Эти галечниковые морские отмели представляют из себя отложения, которые образовались вследствие непрерывного действия морских волн и течений с запада на восток вдоль южного берега Англии.

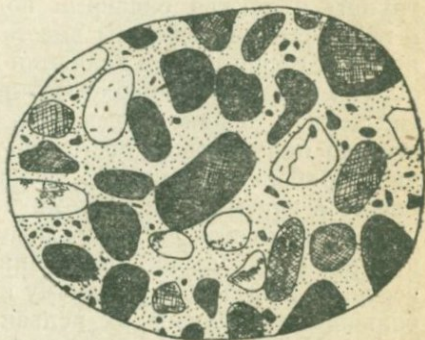
Слои *булыжника* и *валунов* образуются вследствие деятельности потоков в тех местах, где большие реки выходят из горных долин в прилегающие низины. Они принимают вид аллю-

виальных конусов выноса в устье каждой долины и со временем могут слиться вдоль горной цепи. Такого рода отложения мощностью во много сотен метров образуются теперь по окраинам более значительных горных хребтов.

Вследствие неспособности морских волн и течений перемещать грубые материалы дальше мелких глубин, морские галечные слои обладают мощностью меньше, чем 30 м¹. Мощные и грубогалечниковые и валунные слои являются поэтому отложениями, всего вероятнее, речного происхождения. В этом смысле толкуются обширные конгломераты возраста нижнего древнего красного песчаника в Шотландии, образованные преимущественно из кварцевых валунов, происходящих из высокогорной области. Торридонские конгломераты северо-западного высокогорного района Шотландии и триасовые галечные слои (Budleigh Salterton) Девоншира рассматриваются также как речные образования. Несомненно морские конгломераты наблюдаются обыкновенно в виде тонких слоев, несогласно налегающих, и обязаны своим происхождением постепенно новому наступанию моря во время опускания его дна.

Типичным с петрографической точки зрения примером конгломерата (рис. 61) может служить хертфордширский «пуддинг» (Hertfordshire puddingstone), состоящий из округлых галек кремня в массе кварцевых обломков, которые были сцементированы в твердую породу просачивающейся кремнекислотой. Конгломерат является местной фацией галечных слоев Ридинг (Reading) (эоцен), которая встречается большей частью в местности к северо-западу от Лондона.

По Мэнсфилду (Mansfield)² главными типами конгломерата являются конгломераты морского, речного, устьевового,



← ----- 7,5 см. ----- →

Рис. 61. Конгломерат.

Разрезанный и отполированный, галка из кремневого конгломерата (Hertfordshire puddingstone). Видны округлые и различно окрашенные гальки кремня в тонкозернистой кремнистой массе, которая также содержит угловатые осколки черного кремня.

¹ J. Barrell. Bull. Geol. Soc. Amer., 23, 1912, p. 441; H. Gregory. Amer. Journ. Sci., 39, 1915, p. 487.

² Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard, 49, Geol. Ser., VIII, № 4, 1906, pp. 105 — 151.

озерного или ледникового происхождения. Из них речные конгломераты являются наиболее распространенными и важными. Типичные конгломераты составлены из округленных обломков и всегда указывают на продолжительный перенос главным образом в воде.

Песчаные породы. Пески и песчаники. О песках ¹ уже в известной степени говорилось раньше (стр. 187). Пески можно подразделить на морские, устьевые, озерные, речные, пустынные, флювио-гляциальные и вулканические. Четыре первых группы являются близкими по происхождению и характеру и могут быть объединены вместе, как пески водного происхождения. Зерна песков являются вообще до известной степени округленными и хорошо отсортированными (рис. 54 А). Каждый тип может, однако, содержать обломки организмов соответственно окружающей обстановке, в которой шло их накопление. Прибрежные, дюнные пески, которые часто объединяются вместе с пустынными песками как эоловые или образованные ветром, являются скорее водными песками, перенесенными на некоторое небольшое расстояние действием ветра; они подверглись в дальнейшем такому небольшому округлению, что в большинстве случаев их нельзя отличить от морских песков. Пустынные пески обнаруживают наиболее совершенное округление зерен, которые достигают очень небольших размеров (рис. 54 В). Они часто лишены пыли или пластинок слюды, эти составные части были вынесены постоянными пустынными ветрами. Флювио-гляциальные пески отличаются резкой угловатостью обломков и не отсортированным характером (рис. 54 С). Большинство ледниковых песков дает очень большую и разнообразную серию тяжелых минералов. Вулканические пески накапливаются вокруг вулканических островов, и их происхождение от изверженных пород можно установить по составным частям, угловатости и хорошей слоистости. Они переходят незаметно в морские, речные пески и т. д.

Некоторые пески отличаются концентрацией одной какой-нибудь составной части, образуя магнетитовый песок, гранатовый песок, монацитовый песок и т. д., а другие ненормальным составом, как, например, пески, состоящие из органических обломков или из базальта и т. д. Песок, составленный целиком из обломков *Lithothamnion*, известковой водоросли, образует часть отлогого берега, поднимающегося на 3 м на

¹ Общий обзор песков дан у P. G. H. Boswell. Sands considered geologically and industrially under War Conditions. Inaug. Lecture, Univ. Liverpool, 11 Nov. 1917 (1919), p. 38; W. H. Scherzer. Criteria for the Recognition of the Various Types of Sand Grains Bull. Geol. Soc. Amer., 21, 1910, pp. 625 — 662.

острове Грат Кембра (Great Cumbrae), (Firth of Clyde). В южном Буте эрозия базальных лав каменноугольного возраста дала морские пески, сложенные из базальтовых частиц.

При цементации песчаных зерен образуются *песчаники*, как это было указано выше (стр. 191). Так как песчаники могут образовываться путем цементации разного рода песков, то они могут также подразделяться на морские, речные, пустынные и т. д. Кроме обычного кремнистого, известковистого, глинистого и железистого цемента связующим материалом может быть случайно и другое вещество, как, например, гипс и барит. Цемент обыкновенно отлагается между зернами, но кремнезем может образовать нарастания на кварцевых зернах, являясь их продолжением, будучи одинаково ориентированы в оптическом отношении. Когда промежутки полностью заполняются, образуется очень твердая, плотная, крепкая порода, которая называется *кварцитом*.

Ганистер является местным английским названием (Йоркшир) для некоторых очень чистых кварцитов каменноугольной формации. Песчаники, сцементированные известковистым веществом, встречаются очень часто и называются известковистыми песчаниками. Целые формации сложены этими песчаниками, как, например, известковистые песчаники нижнекаменноугольного времени в Шотландии и песчаники юрского времени в Йоркшире. Железистые цементы обычно образуют тонкую пленку окислов железа вокруг каждого зерна, получаются красные или бурые песчаники, характерным примером которых являются песчаники английского триаса (Мэнсфильд) и пермского возраста на юго-западе Шотландии (Locharbriggs, Ballochmyle). Глинистый материал редко образует прочную связь в песчаниках, и когда его много, то песчаники крошатся и рассыпаются в песок. Так называемые «красные камни» шотландского каменноугольного возраста представляют этот тип и легко раздробляются, давая прекрасные формовочные пески для стального производства.

Довольно грубые песчаники с угловатыми зернами по-английски называются *grit* («дресвяник»). Песчаник с большим количеством полевого шпата обычно образуется при разрушении гранита и называется *аркозом*¹. Многие из торридонских песчаников северо-западной Шотландии являются аркозами и образовались при разрушении левизийских гранито-гнейсов. *Граувакки* представляют песчаники темного цвета, как на это указывает и название (*grau* — серый), образующиеся при разру-

¹ D. C. Barton. Journ. Geol., 24, 1916, p. 417 дал общую сводку об аркозах.

шении участков разнообразных пород, обнимающих основные изверженные типы, сланцы и песчаники. Осколки основных пород и обломки минералов в совокупности равны или превосходят по количеству кварцевые зерна. Граувакки являются важными литологическими составными частями палеозоя, особенно нижнего палеозоя. Многие из красных, пурпуровых и бурых песчаников возраста древнего красного песчаника являются также граувакками, согласно выше данному определению. Как аркозы, так и граувакки состоят из материала, который подвергся сравнительно небольшому переносу, и обломки являются обычно грубыми, угловатыми и несортированными.

Многие песчаники содержат слои, в которых чешуйки белой слюды находятся в большом количестве (слюдистые песчаники). Слюда может быть смешана с глинисто-песчаным или глинистым материалом тонкими слоями или пластинками, и это может являться причиной того, что порода колется на тонкие плитки, которые покрыты блестками слюды (*faikes* в Шотландии). Такого характера песчаник с известковистым цементом, который легко колется по сланцеватым прослойкам на плитки, годные для мощения дорог, называется *плитняковым песчаником* или *песчанистым плитняком* (по-английски *flagstone*). В Англии называют *freestone* однородный, толстослоистый песчаник с редкими плоскостями отдельностей. Он легко колется и обрабатывается в любом направлении и, следовательно, является хорошим строительным материалом. Этот термин *freestone* также применяется к некоторым известнякам, обладающим таким же характером.

Мелкозем и мелкоземистые песчаники и сланцы (*silt and siltstone*). Несмотря на то, что эти породы образуют важную часть осадочной группы, им до сих пор не уделялось такого большого внимания, как, например, песчаным или глинистым породам.

Мелкоземы встречаются в большом количестве в виде продуктов речной, озерной, ледниковой и эоловой деятельности. Часто вулканическая пыль состоит из частиц такого же размера и ее можно включить сюда. Мелкоземы обладают более тонким зерном, чем песчаники, но более грубым, чем ил или глина. Они часто обнаруживают очень совершенную листоватость и являются землистыми по структуре, не обладая пластичностью глины и грубостью (на ощупь) песчаника. Некоторые из верхнеледниковых кирпичных глин восточной Англии особенно красные и бурые разновидности приближаются к настоящим мелкоземам, так как почти 90% зерен подходят под размер частиц мелкозема. Их рассматривают как продукт пере-

мыва валунной глины ледниковыми водами доплейстоценового ледникового покрова ¹.

Как пример мелкозема эолового происхождения можно указать лёсс, тонкий известковистый осадок желтоватого цвета, который образует мощные однообразные неслоистые отложения в центральной Европе, Азии и Соединенных Штатах. Его рассматривают как результат перераспределения ветром тонких осадков, отложенных в ледниковый период, в последующее время теплой, сухой, межледниковой эпохи ². Многие озерные отложения и речной аллювий кажутся состоящими преимущественно из частиц размера мелкозема, если соответствующе исследовать их механический состав.

Плотные, затвердевшие мелкоземы встречаются довольно часто в более древних осадках и для них можно применить соответствующее название — мелкоземистый песчаник или сланец.

Эти породы широко распространены во многих палеозойских образованиях, где они были описаны, как песчанистые сланцы, тонкозернистые песчаники, граувакки, кварциты, сланцеватые граувакки и т. д. На мысе Принца Карла (Шпицберген) породы этого типа характерно листоваты и переслаиваются с неслоистыми глинистыми породами и песчаниками, давая хорошо выраженные полосчатые породы ³. Наиболее часто встречающиеся осадочные типы в южной Георгии являются тонкими, слоистыми песчаниками и граувакками, которые можно описывать как мелкоземистые песчаники и сланцы ⁴.

Триасовые мергели Британских островов, повидимому, представляют в значительной степени лёссоподобные осадки, обязанные своим происхождением накоплению принесенной ветром пыли в широких, мелких, пустынных озерах, подобно озерам западной Австралии. Дэли описал плотные, компактные кварциты из бельгийской системы (докембрий) в области Скалистых гор Канады, которые состоят из угловатых, кварцевых и полевошпатовых зерен со средним диаметром от 0,05 до 0,1 мм. Однородность, толстослоистость, минералогические особенности и размеры частиц этих пород наводят на мысль, что они могут представлять отложения лёссоподобного происхождения ⁵. Наконец, многие темные слоистые породы, извест-

¹ P. G. H. Boswell. Petrology of the North Sea Drift. Proc. Geol. Assoc., 27, pt. 2, 1916, pp. 88—89.

² F. V. Emerson. Loess-depositing Winds in Louisiana. Journ. Geol., 26, 1918, pp. 532—541.

³ G. W. Tyrrell. Geology of Prince Charles Foreland. Trans. Roy. Soc. Edinb., 53, pt. 2, 1924, p. 461.

⁴ G. W. Tyrrell. Petrology of the South Georgia. Ibid., 50, pt. 4, 1915, p. 824.

⁵ Geol. Surv. Canada, Mem. 68, 1915, pp. 102—106.

ные у англичан под названием flagstones, с большим количеством извести и органического вещества и относящиеся к аркадским слоям древнего красного песчаника, вероятно представляют мелкоземистый речной аллювий этого периода¹.

Глинистые породы. Глины и глинистые сланцы. Эта группа обнимает все обломочные отложения и в том числе затвердевшие, в которых средний размер зерна меньше, чем 0,01 мм. Если этот материал рыхлый и сухой, он образует пыль, с различным количеством влаги — он образует ил и глину. Глинистый материал, превратившийся в отвердевшую породу, в случае, если он хорошо слоист и легко раскалывается вдоль плоскостей наложения, называется *глинистым сланцем* (shale), а если он не обладает легкостью раскола сланцев, называется аргиллитом или глинистыми породами независимо от того, насколько хорошие слои он образует.

Минералы глинистых пород часто трудно определить вследствие крайне тонкого их измельчения. Вообще говоря, они состоят из двух главных групп: водных силикатов алюминия и водных окислов железа и пр., образовавшихся при разложении пород, и тонкого на подобие муки измельченного материала сравнительно свежих минеральных обломков, происходящих вследствие физического разрушения. Во многих глинах находятся некоторые известковистые и углистые вещества вместе с тонко рассеянными сульфидами железа. Глинистые породы являются поэтому образованными из очень тонких частиц, полученных при выветривании пород. Их химический и минералогический состав может быть необыкновенно разнообразным по своему происхождению и по относительным количествам двух главных групп составных частей. Обычной чертой в химическом характере является относительно высокое содержание глинозема, получающегося в результате концентрации водных силикатов алюминия и мелко рассеянной слюды. Кроме того, глины часто обнаруживают преобладание калия над натром благодаря тому факту, что калийные соли легче абсорбируются коллоидальным веществом в глинах, чем натровые соли.

Большинство глин, но не все, обладают характерным свойством *пластичности* во влажном состоянии. Например, каолин, наиболее чистый тип глины, не обладает пластичностью. С другой стороны, ил, образованный путем тонкой проточки золотоносного кварца, является очень пластичным. Причина пластичности до сих пор еще хорошо не выяснена. Очевидно,

¹ Mem. Geol. Surv. Scotland, Geol. of Gaithness, 1914, pp. 89—97.

она не зависит ни от состава, ни от величины зерна. Она, вероятно, находится в некоторой связи с присутствием коллоидального вещества в глинах и с их свойством удерживать влажность и абсорбирующиеся вещества.

Пыль, ил и глина могут подразделяться по их способу происхождения на морские, речные, озерные, ледниковые, эоловые или вулканические. Пыль образуется в сухих областях, следовательно, только ветер или вулканы могут участвовать в ее образовании. Уже упоминалось о пылевых ураганах в Соединенных Штатах, которые переносят миллионы тонн материала (стр. 174). Некоторые отложения лёсса, тонкость которого подобна пыли, также относятся к категории эоловых образований. Наиболее тонкие продукты вулканических взрывов редко накапливаются сами по себе, но они примешиваются к другим осадкам и образуют значительную часть отложений, образованных на больших глубинах океанов.

Глины ледникового происхождения почти всегда требуют участия воды для их отложения. Реки, выходящие из ледников, несут большие количества тонкого материала горных пород, который придает воде молочный вид. Частицы оседают тогда, когда скорость достаточно уменьшается, и это наблюдается в местах разветвления рек или при впадении их в озеро. Таким образом, мелкоземы и илы ледникового происхождения принимают широкое участие в озерных отложениях подобной же тонкости.

Валунная глина, однако, является наиболее типичной глинистой породой ледникового происхождения. Глинистый материал, образующий большую часть отложений, смешан с материалами, особенно с гальками, булыжниками и валунами всех размеров, разбросанными беспорядочно в тонкой массе. Это описание приложимо только к поддонной глине, продукту громадных ледниковых покровов в районах с незначительным рельефом. Валунная глина, прослеженная в горных районах, теряет много своей глинистой основы и становится суглинком или даже песком, в которых разбросаны валуны. Этот материал лучше называть *ледниковыми отложениями*.

Валунная глина часто находится совместно с тонкослоистыми флювио-гляциальными осадками, с переслаивающимися полосами обычно мелкозема или глины, каждая пара слоев которых, как предполагают, представляет сезонные годовые отложения. При изучении этих *ленточных* осадков Геер (G. Geer)¹ мог установить время отступания плейстоценового ледникового покрова в Скандинавии.

¹ Compt. Rend. Congr. Internat. Géol., Sess. II, 1910, pp. 241—253.

Илы и глины речного происхождения вместе с мелкоземами образуют *аллювий*, встречающийся в более мелких местах течения и в заливных местах больших рек. Они очень сильно изменяются по составу и обычно несут большое количество органического, особенно растительного вещества. Многие дельтовые и озерные отложения имеют подобный же характер. Озера представляют отстойные бассейны для рек, и поэтому озерные мелкоземы и илы имеют склонность к очень тонкой слоистости.

Море, однако, является громадным бассейном отложения глинистых осадков. Морские илы преимущественно отлагаются на глубине от 200 м до 4500 м. На больших глубинах находятся только глубинные илы (стр. 228). Мёррей и Ренард (Murray and Renard) подразделяют морские илы на пять типов¹: голубой, красный, зеленый, коралловый и вулканический илы. Из них первый является самым распространенным и важным. Их окраска вызвана тонким органическим веществом и сульфидом железа. Красный ил приурочивается к ограниченным участкам на некотором расстоянии от устьев таких больших рек, как Амазонка и Хуан-хэ. Цвет зависит от присутствия значительного количества окиси железа. Цвет зеленого ила вызывается присутствием минерала глауконита (водный силикат алюминия, железа и калия). Он является обыкновенно более известковистым по составу, чем другие морские илы. Коралловые илы и вулканические илы образуются в тех местах океана, которые располагаются вокруг коралловых и вулканических островов.

Глины, глинистые сланцы и аргиллиты являются затвердевшими пылью и илом. Глины могут удерживать до 15% воды, а в глинистых сланцах и аргиллитах при процессе затвердевания в крепкую породу удаляется большая часть первоначальной влажности. Так как эти породы происходят из пыли и ила, они могут также подразделяться на морские, речные и т. д. Их составные части те же самые, что и в иле и пыли, с прибавлением некоторых аутигенных минералов. При процессе затвердевания, повидимому, развивается тонко рассеянная слюда, хлоритовые вещества, а также и мелкие иголки рутила (TiO_2)².

Черные и голубые глинистые сланцы, которые так часто встречаются в стратиграфических разрезах, происходят из темных морских и эстуарийных илов, богатых углистым веществом

¹ Rep. on Sci. Results of the Voyage of H. M. S. «Challenger». Deep. Sea deposits, 1891, p. 186.

² A. Brammall. Reconstitution Processes in Shales, Slates and Phyllites. Min. Mag., XIX, 1921, p. 212.

и сульфидом железа, подобных илам, образующимся в настоящее время в Черном море и болотистых водах на эстонском берегу Балтийского моря¹. Горючие сланцы являются еще богаче органическим веществом и при перегонке дают нефть и серноокислый аммоний. Е. Кунингэм Крэг (Е. Н. Cunningham Craig) рассматривает горючие сланцы как ископаемые нефтеносные породы, в которых накопленная нефть удерживается благодаря абсорпции в коллоидальном глинистом веществе². При микроскопическом изучении Конечэру (Н. R. J. Conacher)³ однако удалось обнаружить, что нефтьсодержащими материалами в горючих сланцах являются смолистые обломки, происходящие из растительного вещества, погребенными в иле. Он полагает, что шотландские горючие сланцы образовались как отложения ила в эстуариях, к которому примешалось большое количество тонко мацерированного растительного материала, принесенного водами, текущими из болотистых местностей.

Тиллит представляет затвердевшую валунную глину, которая встречается в настоящее время во многих горизонтах геологических разрезов. Он часто сопровождается полосатыми аргиллитами, представляющими тонкослоистые ленточные осадки⁴.

Фарфоровой глиной или *каолином* называется белое непластичное вещество, состоящее в сыром виде из минерала каолинита (чистый водный силикат алюминия — $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), смешанного с обломками кварца, полевого шпата, слюды и прочих остаточных минералов гранита. Каолин, повидимому, обязан своим происхождением действию горячих паров, содержащих борную и плавиковую кислоты (пневматолитиз, стр. 309), на полевые шпаты гранитов, и находится в связи с другими пневматолитическими минералами, как, например, турмалином, топазом, флюоритом и оловянным камнем.

Гончарные глины являются очень пластичными и богатыми глиноземом глинами, по существу не содержащими железа. *Кирпичные глины* принадлежат к наиболее распространенным разновидностям глин, содержащих примеси, особенно соединения железа и магния, которые повышают спекание или начинающееся по краям плавление частичек, когда они обжигаются, отчего частички крепко связываются.

¹ W. H. T w e n h o f e l. Amer. Journ. Sci., 40, 1915, p. 272.

² Proc. Roy. Soc. Edinb., 36, 1916, p. 44.

³ Trans. Geol. Soc. Glas., 16, pt. 2, 1917, pp. 164—192.

⁴ R. W. S a y l e s. Seasonal Deposition in Aqueo-glacial Sediments. Mem. Mus. Comp. Zool. Harvard, 47, 1919, 67 pp.; T. W. D a v i d. The Varve Shales of Australia. Amer. Journ. Sci., 3, 1922, p. 115.

Огнеупорными глинами называются глины с низким содержанием щелочей и других примесей. Они могут подвергаться воздействию высоких температур без сплавления, употребляются для производства некоторых сортов высокоогнеупорных кирпичей, для облицовки печей, труб, дымоходов и для труб, через которые проходят химически-активные газы. Для этих целей глина должна содержать практически ничтожные количества щелочей, железа и магния, а свободная кремнекислота должна присутствовать в небольшом количестве. Последнее условие является очень важным, и требуется большое техническое искусство при смешивании разнообразных естественных глин, чтобы получить правильное количество свободной кремнекислоты. Огнеупорные глины в Англии часто встречаются непосредственно под углями и, вероятно, представляют собой почвы, на которых произрастали каменноугольные леса. В Шотландии, однако, имеющие большое значение ланкаришские огнеупорные глины не связаны с углями и, повидимому, были отложены в лагунах ¹.

Мергель (рухляк) является глинистой породой, которая содержит значительное количество карбонатов извести и магнезии. О триасовых мергелях Англии уже упоминалось (стр. 205). Мергелями также называют отвердевшую мергелистую породу (рухляк). С увеличением количества известковистого вещества мергель переходит в глинистый известняк, примеры чего встречаются в лейасе и карбоне Шотландии, где он называется *цементным камнем* потому, что глина и известь часто присутствуют в надлежащем соотношении для производства цемента. Некоторые цементные камни и мергеля являются доломитовыми, как, например, породы Баллаган (Ballagan) из Шотландии ².

ГЛАВА XIII.

ОТЛОЖЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ.

Общий характер химических отложений. Породы, рассматриваемые в этой главе, представляют собой продукты выветривания горных пород, которые уносятся водными растворами и отлагаются непосредственно вследствие физико-химических процессов: испарения и выпадения осадка. Так как выпадение осадка из раствора образует вообще тонкокристаллический или аморфный порошок, то размер зерен пород, образован-

¹ J. W. Gregory. The Glenboig Fireclay. Proc. Roy. Soc. Edinb. 30, pt. 4, 1910, pp. 348—360.

² Mem. Geol. Surv. Scotland. Geology of the Glasgow District., 1911, pp. 11 — 12.

ных благодаря этому процессу, является обыкновенно небольшим. С другой стороны, испарение растворов может при благоприятных условиях способствовать росту больших кристаллов, как это бывает в некоторых отложениях солей и гипса. Перекристаллизация тонкозернистых химических отложений благоприятствует тому же самому процессу развития кристаллов, аолитовое и пизолитовое строение тоже являются причиной грубозернистого сложения породы. Грабау (Grabau) предложил термины *сфериты*, *гранулиты* и *пульвериты* для химических (и органических) пород, зерна которых соответственно отвечают зернам грубо обломочных, песчаных и глинистых пород¹.

Испарение и выпадение осадка обычно наблюдаются в условиях, неблагоприятных для развития хорошо ограниченных кристаллов. Росту каждого кристалла мешает нахождение рядом других, кристаллов, и получающиеся формы являются неправильными. Выпадение часто дает такой тонкий материал, что форма зерен перестает существовать как фактор в структуре пород. Кристаллизация может начинаться от центра и распространяться радиально, как в некоторых сталактитах и конкрециях, или она происходит вокруг ядра, образуя концентрическое расположение кристаллов (оолиты, пизолиты), и она может дать в результате слоистую породу благодаря прерывистому отложению на поверхности или внутри полости (сталагмит, оникс, агат).

Конкреции². Конкреции являются образованиями отличной химической и минералогической природы по сравнению с включающей породой. Они вообще имеют округлую или желвакообразную форму, но иногда обнаруживают причудливые очертания и вследствие этого фигурируют в поверьях первобытных народов (волшебные камни, лёссовые куколки, журавчики). Конкреции могут колебаться в размерах диаметром меньше 2 см. и до 1 м. и больше. Их текстура является часто концентрической вокруг какого-нибудь ядра, ископаемого остатка или неорганического обломка. Химически они вообще представляют концентрацию одной из второстепенных составных частей включающей породы, например, в известняке или меле имеются желваки кремня, в глинах конкреции являются известковистыми или состоят из сульфидов железа (марказит), в каменноугольных юреких глинистых сланцах встречаются сферосидеритовые (карбонат железа) конкреции, а в песчаниках конкрециями являются окислы железа, но чаще карбо-

¹ Principles of Stratigraphy, 1913, p. 283.

² О конкрециях см. W. A. Richardson. Geol. Mag., LVIII, 1921, pp. 414—424.

нат извести. Эти вещества накапливаются благодаря просачивающимся водам из окружающих пород и переотлагаются около некоторых ядер, являющихся центром осаждения. Иногда конкреционный материал был внесен со стороны.

Конкреции обычно внешне гладки и плотны, но они часто внутри трещиноваты и трещины заполнены другим минеральным веществом, которым часто является кальцит. Таковы, например, септарии лондонской глины.

Секреции. Секреции образуются из веществ, отложенных внутри пустых полостей какой-нибудь породы. Пространство может быть полностью или только частично заполнено минеральным веществом, принесенным просачивающимися растворами, которое часто отлагается полосами, параллельными стенкам пустот. Миндалины и агаты представляют секреторные образования, встречающиеся в изверженных породах.

Друзой является полость, выполненная минералами, сходными с минералами включающей породы. Иногда эти пустотные секреции легко отделяются и тогда называются *жеодами*. Так называемые «картофельные камни» (potatostones) каменноугольных известняков в Сомерсетшире (Somersetshire) представляют жеоды, состоящие из оболочек твердого, кремневого известняка, с внутренним выполнением кварцевых кристаллов.

Дендритами называются формы выделений окислов железа и марганца, которые встречаются в виде изящных перистых и древовидных форм роста, похожих на мох или веточки. Они покрывают поверхность или трещины и плоскости отдельных, но иногда проникают в вещество породы, особенно в мелкозернистых, землистых известняках. На полированных разрезах эти дендриты походят на рисунки живых изгородей, рядов деревьев, образуя известные *ландшафтные мрамора* (landscape marble).

Окрашивание ¹ (стр. 215) и обесцвечивание пород вызывается довольно сложными химическими явлениями. Белые пятна или сферы восстановления, которые часто наблюдаются во всякого рода красных породах, вызываются, вероятно, восстановлением окиси железа вокруг обломков органического вещества с последующим удалением циркулирующими водами более растворимых солей закиси железа. Прекрасный пример представляет песчаник, имеющий лизеанговскую полосчатость (стр. 213), изображенный на рис. 62.

Классификация отложений химического происхождения, есте-

¹ F. H. Lahee. Field Geology, 2 ed., 1923, pp. 18—20; W. A. Richardson. Petrography of the Marlstone Ironstone of Leicestershire. Trans. Inst. Min. Eng., LX, pt. 4, 1921, pp. 337 — 344.

ственно, строится на химическом основании. Классификация, принятая здесь, является следующей:

1. Кремнистые отложения.
2. Карбонатные отложения.
3. Железистые отложения.
4. Соли:
 - а) Хлориды, сульфаты и карбонаты.
 - б) Бораты.
 - в) Нитраты.

Коллоиды ¹ (греч. *kolla* — клей). Неоднородные вещества, состоящие из двух фаз, одна из которых распределена в виде отдельных частиц в сплошной массе другой, называются *дисперсными системами*. Они могут быть грубыми, коллоидными или молекулярными, в порядке уменьшения размера. Магму, содержащую кристаллы, можно рассматривать как грубую дисперсную систему. Когда размеры частиц постепенно уменьшаются до ультра-микроскопических, имеющих диаметры между $\frac{1}{1\,000\,000}$ мм и $\frac{1}{10\,000}$ мм, получается коллоидальная система. Частицы коллоидов нельзя задерживать обыкновенным фильтром, но они не будут диализировать или диффундировать через некоторые перепонки, как, например, яичную оболочку, животные перепонки, пленки или

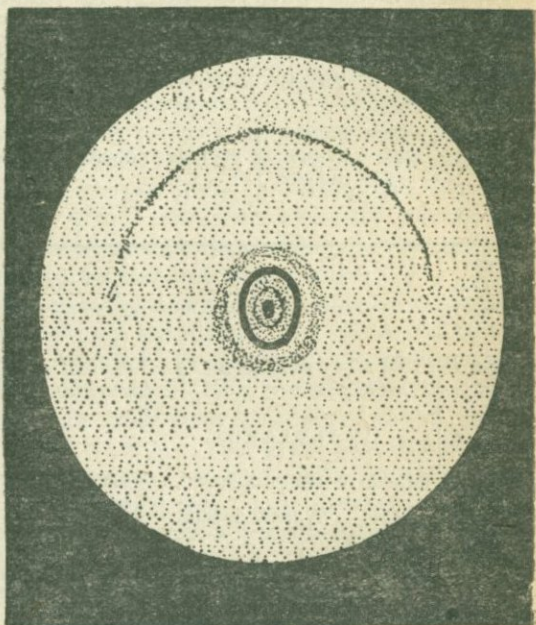


Рис. 62. Сфера восстановления в песчанике. Видна концентрическая полосчатость. Красный песчаник пермского возраста, Баллочмайль (Byllochmyle), Айршир. Диаметр 11 см (см. стр. 212).

¹ E. H a t s c h e k. Introduction to the Physics and Chemistry of Colloids. 1918; A. H o l m e s. Nomenclature of Petrology, 1920, pp. 63—64; P. N i g g l i. Lehrbuch d. Min., 1921, SS. 430—445; D. H u b b a r d. Colloids in Geologic Problems. Amer. Journ. Sci. 4, 1922, pp. 95 — 110.

пергаментную бумагу. Клей и желатин являются типичными коллоидальными веществами. Считают, что частицы в коллоидах являются агрегатами, примерно, в 100 молекул. При дальнейшем уменьшении размера мы доходим до молекулярных дисперсий, где фазы находятся в настоящем растворе. Грубые дисперсии отличаются от коллоидов тем, что их частицы являются микроскопически видимыми. Молекулярные дисперсии или растворы отличаются от коллоидов их способностью проходить через перепонки. Жидкие коллоиды называются *золями*, а когда частицы золя коагулируют или оседают, образуя желеобразную массу, то такой продукт известен под названием *гель*.

Таблица ¹, помещенная ниже, дает некоторые примеры разнообразных типов дисперсных систем.

$$\left. \begin{array}{l} m - \text{твердое} \\ жс - \text{жидкое} \\ г - \text{газовое} \end{array} \right\} \text{диспергированные в среде} \left\{ \begin{array}{l} T - \text{твердое} \\ Ж - \text{жидкое} \\ Г - \text{газовое} \end{array} \right.$$

Система	Грубая	Коллоидная	Молекулярная
m в $Г$	Твердые включения в минералах Суспензии:	Голубая каменная соль (металлический Na в NaCl)	Твердые растворы
m в $Ж$	Магма с кристаллами	Суспензоиды	Растворы
m в $Г$	Пыль, вулканический пепел	Дым	—
$жс$ в T	Жидкие включения в минералах	Оклюдивированные жидкости	Кристаллизационная вода
$жс$ в $Ж$	Эмульсии	Эмульсоиды	Растворы
$жс$ в $Г$	Дождь	Туман	—
$г$ в T	Газовые включения в минералах	Оклюдивированные газы	Абсорбированные газы
$г$ в $Ж$	Пена	Коллоидная пена	Растворы
$г$ в $Г$	—	—	Растворы

Многие минералы и породы имеют, как выяснено теперь, коллоидальное происхождение, а сами коллоиды участвуют во

¹ Из Holmes. Op. cit.

многих геологических процессах. Во время прорывтия Симплонского туннеля была встречена жила желеобразного кремнезема, и весьма вероятно, что подобный же материал послужил источником таких минералов, как опал, агат, халцедон и отчасти кварц.

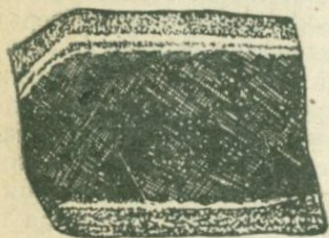
Золи и гели, встречающиеся в природе, имеют водную среду и поэтому называются *гидрозолями* и *гидрогелями*. Легкость, с которой растворы, особенно солей, диффундируют через гидрогели, представляет явление значительной геологической важности. Если два различных раствора диффундируют через гель, может произойти выпадение осадка, и это наводит на мысль, что металлическое золото и медь, находящиеся в некоторых кварцевых жилах, обязаны своим происхождением восстановлению их растворов гелем кремнезема. Доказано, что прекрасная голубая окраска галитов (каменная соль) обязана своим происхождением металлическому натрию в коллоидном состоянии. Подобным же образом коллоидные частицы углерода и окиси железа вызывают дымчатый цвет в дымчатом горном хрустале и коллоидный углерод вызывает окраску аметиста. Красное, коричневое и желтое окрашивание пород вызывается пленками коллоидной окиси и гидроокиси железа.

Некоторые полосчатые текстуры в минералах и породах, вероятно, обязаны ритмическому осаждению в гелях. Реакции, которые производят полосчатость, без сомнения происходят так же, как в явлениях, известных под именем колец Ливеганга¹. Они образуются при диффузии раствора через гель, который уже содержит вещество, с которым раствор может реагировать с образованием осадка. По мере того, как раствор продвигается вперед, новое вещество, появляющееся в результате реакции, сначала образует пересыщенный раствор, который на некоторой стадии пересыщения доходит до выпадения осадка; при этом используется весь материал по соседству и выпадение приостанавливается до тех пор, пока диффундирующий раствор не продвинется достаточно вперед, чтобы образовать новую зону выпадения осадка. Таким путем образуется полосчатость, характер которой обуславливается всеми обстоятельствами диффузии, как, например, местом и направлением поступления раствора и очертанием жилы или полости, в которых происходят реакции. Ржавые полосы, которые, как это можно часто видеть, грубо-параллельны внешним очертаниям выветрелой глыбы, вероятно, вызываются ритмическим осаждением коллоидальной окиси железа (рис. 63).

Со временем гидрогели теряют часть своей воды и затверде-

¹ Liesegang. Geologische Diffusionen. 1913.

зают, образуя разнообразные типы аморфных минералов (опал, лимонит). Так как коллоидальные системы являются по существу неустойчивыми, дальнейшее изменение ведет к кристаллизации, которая сначала может быть волокнистой, но в конце концов может сделаться грубой и зернистой. Для этого рода изменений являются типичными две серии: опал (аморфный) → халцедон (волокнистый) → кварц (кристаллический) и лимонит (аморфный) → бурая стеклянная голова (волокнистый) → гематит (кристаллический). Конкреционные, почковидные (гроздевидные), желвакоподобные, сталактитовые, оолитовые и пизолитовые текстуры являются характерными для минералов и пород коллоидного происхождения. Мы уже разбирали функции коллоидного вещества в почвах (стр. 181) и глинах (стр. 206). Более детальное рассмотрение коллоидов по отношению к геологическим проблемам можно найти в работах, указанных в этом параграфе и последующих параграфах этой главы.



----- 4.5 см. ----->

Рис. 63. Ритмические цветные полосы, обязанные своим происхождением выветриванию. Ритмические полосы осадения на выветривающихся углах куска рибеккитового ортофира, остров Холи (Holy), Арран. Свежая порода является темной, голубовато-серого цвета. Выветривание вызывает розовато-бурю, красно-бурю и серовато-белую полосчатость, параллельную выветривающимся поверхностям.

Кремнистые отложения. Хотя кварц является фактически нерастворимым в воде, другие формы кремнезема, халцедон и опал, прекрасно растворяются, особенно в присутствии щелочных карбонатов. В некоторых вулканических районах (Исландия, Йеллоустонский парк, Новая Зеландия) горячие

источники выносят кремнезем и отлагают его в виде небольших возвышений и террас около выходов извержения. Этот материал, который состоит из криптокристаллического или опаловидного кремнезема, называется *кремнистой накипью*. Отложение его вызывается главным образом испарением и охлаждением вод, но некоторые низшие растения, водоросли, виды которых живут в горячей воде источников, участвуют также в осаждении кремнезема.

Наиболее распространенными кремнистыми отложениями химического происхождения являются кремни, которые состоят из очень мелкокристаллического или криптокристаллического кремнезема, и встречаются в виде неправильных желваков и пластинчатых масс, которые располагаются полосами в из-

вестняках. Кремнезем может также замещать известняк и на Шпицбергене целые формации, мощностью до 250 м, состоят из кремня. В английском языке, обыкновенно, для кремнистых конкреций в породах мелового возраста употребляют термин flint, а для подобных образований в других формациях употребляется термин chert. Желваки кремня в породах мелового возраста часто встречаются вокруг таких ископаемых остатков, как губки или иглокожие.

Выдвигались многие теории для объяснения происхождения кремня, и эти объяснения подразделяются на две главные группы. Согласно одной, кремнистый материал первоначально отлагался в виде коллоидного кремнезема на морском дне, одновременно или почти одновременно с известняком, с которым они связаны, и с некоторым последующим замещением известняка кремнеземом. Другая теория относит отложение кремнезема к значительно более позднему времени, после полного отвердевания и поднятия известняков. Материал принесен просачивающимися водами, которые собирают рассеянный в породе кремнезем и перестраивают его в полосы, напоминающие перемежаемость колец Лизеганга.

Происхождение мелового кремня исследовал недавно Ричардсон (W. A. Richardson)¹, который поддерживает взгляд, впервые выдвинутый Лизегангом² и разработанный Колем³ (Cole), что кремень обязан своим происхождением ритмическому отложению раствора кремнекислоты, диффундирующего через отложения мелового возраста. Оказалось, что количество кремнекислоты, находящееся в виде кремня, зависит от количества кремнезема, рассеянного в породах мелового возраста. Кроме того, имеется определенное обратное соотношение между количествами рассеянного кремнезема и сконцентрированного кремнезема в виде кремня. Таким образом кремнезем мог легко быть образован из кремнистых организмов, похороненных в породах мелового возраста, и необходима только известная мощность формации для того, чтобы доставить количество, необходимое для образования кремня. Кремень встречается в виде полосы желваков, которые повторяются через равномерные промежутки. Начиная с самой верхней полосы кремня, расстояние между соседними полосами быстро уменьшается до минимума, который выдерживается в значительной части мощности верхнего и среднего мела, но в направлении к основанию среднего мела расстояние между слоями снова расширяется. Такая ритмичность очень сходна

¹ Geol. Mag., 1919, pp. 535 — 547.

² Geologische Diffusionen, 1913, s. 126.

³ Geol. Mag., 1917, pp. 64 — 68.

с ритмичностью, получающейся вследствие диффузии раствора в гели, и это наводит на мысль, что кремнь представляет ритмическое отложение кремнезема из нисходящих растворов, появляющихся во время поднятия меловых пород. В ранние стадии процесса могло быть возрастание концентрации растворов, в связи с чем происходит уменьшение промежутков между полосами кремня. В более поздние стадии прогрессивное разжижение растворов может повести к постепенному расширению промежутков между отложениями.

Большинство кремня, без сомнения, обязано своим происхождением замещению в породах известняка кремнеземом, что произошло спустя длительный промежуток времени после образования формации. Особенности, указывающими на замещение, являются: присутствие кремня вдоль трещин, неправильные формы некоторых желваков, присутствие участков известняка в некоторых кремнистых массах, связь кремня с окремнелыми ископаемыми, сохранение первоначальных текстур и структур в кремне, отсутствие связи некоторых кремнистых масс с определенными горизонтами и нахождение окремнелого оолитового известняка. Дэн (Dean) обнаружил, что рост кремневых желваков в некоторых миссурийских известняках не только искривил вышележащие слои, но вызывал небольшие сбросы¹. Этот автор также экспериментально показал, что кремневые гидрозолы удивительно постоянны в присутствии кальцита, но, если они становятся насыщенными углекислотой при тех же самых условиях, кремнезем быстро осаждается.

Теорию первичного коллоидального отложения кремня приблизительно в то же самое время, как и включающий известняк, выдвинул в Америке Тарр² (W. A. Tarr), а в Великобритании Серджент (H. S. Sargent). По отношению к каменноугольным кремням Дэрбишира (Derbyshire) последний автор показал, что кремний появляется по соседству с когда-то существовавшими вулканическими центрами, и он предполагает, что источником кремнекислоты служат эманации из подводных вулканов³. Радиолариевые кремни, которые наблюдаются совместно с ордовическими (Ordovician) спилитовыми лавами Айршира и других местностей, приписывались тому же самому источнику. Кремнистые эманации доставили материал для огромных масс радиоларий из соседних подводных извержений⁴. Серджент

¹ Amer. Journ. Sci., 45, 1918, pp. 411 — 415.

² Ibid., 44, 1917, p. 409.

³ Geol. Mag., LVIII, 1921, pp. 265 — 278.

⁴ Dewey and Flett. British Pillow Lavas. Geol. Mag., 1911, p. 245.

изучил массивные формации кремня в каменноугольных отложениях Северного Флинтшира (Flintshire). Кремень в данном случае рассматривается, как первоначальный химический осадок неорганического происхождения, отложенный в почти замкнутом бассейне ¹.

Карбонатные отложения. В этой части главы рассматриваются отложения карбонатов кальция и магния. Карбоната железа мы коснемся вместе с железистыми отложениями, а карбоната натрия вместе с солями. Отложение карбоната кальция зависит главным образом от органических агентов (стр. 227); несмотря на это, чисто неорганические отложения могут встречаться при соответствующих обстоятельствах, образующихся благодаря изменению физико-химических условий и совершенно независимо от органических образований. Было обнаружено, что поверхностные слои океана за исключением полярных районов и холодных течений являются достаточно насыщенными карбонатом кальция. При этих условиях потеря углекислоты или поднятие температуры или и тот, и другой процессы совместно вызывают отложение карбоната кальция. Некоторые тонкозернистые, не имеющие ископаемых организмов известняки определенно приписываются этому процессу, но трудно, если не невозможно, выделить чисто неорганические отложения от отложений, обязанных своим происхождением биохимическим процессам (стр. 226)².

В пресной воде отложение карбоната кальция вызывается потерей углекислоты. Почти все природные воды содержат эту соль, и количество соли, растворяющееся в воде, может сильно увеличиваться, если в ней присутствует углекислота. Потеря газа при испарении воды, падающей в виде капель с потолков пещер и текущей по их дну, ведет к образованию общеизвестных *сталактитов* и *сталагмитов*, благодаря постепенному нарастанию карбоната кальция, выделяющегося в виде пленок после каждой капли. Сталактитами называются длинные сосулькоподобные образования, спускающиеся с потолка, сталагмитом называется материал, образованный на дне пещеры. Сталагмит часто является тонкополосчатым и может принимать полировку; тогда он называется *ониксом*.

Вследствие уменьшения давления при выходе на поверхность, вода источников, богатая карбонатом кальция, может достигать насыщения этим веществом, и оно тогда отлагается вокруг выхода источника. Так образуются большие отложения пори-

¹ Geol. Mag., LX, 1923, pp. 168 — 183.

² J. Johnston and E. D. Williamson. Rôle of Inorganic Agencies in the deposition of Calcium Carbonate. Journ. Geol., 24, 1916, pp. 729 — 750.

стых ячеистых известняков. Этот материал называется *известковым туфом*, *известковой накипью* или *травертином*. Известковые водоросли и бактерии участвовали в образовании некоторых отложений известкового туфа. Реки, протекающие через известняковые местности, могут также отлагать известковый туф мощными слоями, которые иногда являются причиной водопадов ¹.

В тропических странах, где дождливые периоды сменяются продолжительными сухими, грунтовые воды, насыщенные карбонатом кальция, выносятся к поверхности, вследствие капиллярности во время засушливого периода, и карбонат отлагается ниже почвы в виде твердого слоя, который часто состоит из сростков и богат железом. Этот материал называется в Индии *кункар* (kunkar). Жерновые камни (cornstones) возраста древнего красного песчаника и загрязненные известковые конкреции некоторых слоев триаса являются, вероятно, ископаемыми представителями кункара.

Некоторые известняки большей частью состоят из мелких сферических или эллипсоидальных зерен карбоната кальция, похожих на икру. Поэтому эти зерна называются *оолитами*,² а порода, содержащая их, *оолитом* или *оолитовым известняком*. Оолиты вообще обнаруживают ряд тонких концентрических оболочек известкового материала, в котором часто можно разоб- рать радиальное кристаллическое строение, и они могут быть образованы вокруг какого-нибудь ядра, например вокруг минерального зерна или обломка раковины или независимо от них. Пизолиты по существу сходны с оолитами, но достигают гораздо больших размеров и вообще наблюдаются в остаточных отложениях (стр. 178). Оолиты часто раздроблены и истерты, и известняки, образованные из них, обнаруживают слоистость потоков и другие признаки отложения в мелких водах.

Оолиты образуются в настоящее время на берегах озер, как, например, на Большом Соленом озере (Great Salt Lake) в штате Юта, где мелкая вода, насыщенная карбонатом кальция, находится в состоянии постоянного волнения. Карбонат отлагается на песчаных зернах или на обломках раковин и округленные формы зерен указывают на то, что они обязаны своим происхождением продолжительной абразии вследствие движения. Линк ³ (Link) находит, что все современные оолиты, которые он исследовал, были образованы из карбоната кальция в форме арагонита, тогда как ископаемые оолиты состояли из кальцита.

¹ J. W. Gregory. Constructive Waterfalls. Scott. Geogr. Mag., 27, 1911, pp. 537 — 546.

² Оол — яйцо.

³ Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 16, 1903, S. 495.

Этот факт был подтвержден прямым экспериментом осаждения карбоната кальция из морской воды. Оолиты, следовательно, образуются в виде арагонита, но изменяются с течением времени в более устойчивую форму кальцита.

Позднее Бёчер¹ (Bucher) высказал взгляд, что оолиты, подобно пизолитам, должны рассматриваться как результат коллоидального осаждения и должны толковаться так же, как это предлагает Шаде (Shade) для аналогичных камней мочевого пузыря и сростков в виде конкреций, образующихся в результате затвердевания эмульсоида (стр. 214). Когда происходит изменение, связанное с раскристаллизацией, развивается радиальное строение, если вещество является чистым, но если и другие вещества отлагались вместе с ним, то образуется концентрическое строение. Сферические формы зерен рассматриваются, как результат стремления коллоидальных капелек соединиться и обнаруживать явление поверхностного натяжения.

По другой гипотезе оолиты обязаны своим происхождением деятельности нитчатых водорослей. Некоторые оолиты содержат извилистые волокна или трубочки, сходные с волокнами и трубочками известковой водоросли типа *Girvanella*. Нет сомнения, что известковые водоросли изобилуют в водах, из которых осаждаются оолиты, но по современным воззрениям нахождение их внутри оолитов является только случайным, и инкрустация мелких оолитов или органических обломков водорослями объясняет определенные типы указанных оолитовых зерен².

Термин *доломит* должно ограничить минеральными разновидностями, состав которых является двойным карбонатом кальция и магния (CaCO_3 , MgCO_3). Этот термин также был распространен и на массивные породы, состоящие главным образом из доломита, и под ним следует подразумевать *доломитовую породу*. Доломитовый известняк является известняком, в котором часть кальцита замещена доломитом, а термин магнезиальный известняк следует сузить для обозначения известняков, которые содержат заметное количество карбоната магния, хотя сам доломит не присутствует. Большинство этих пород образуется путем замещения обыкновенного известняка карбонатом магния, который вносится благодаря растворению в грунтовых водах или в случае морских фаций получается из морской воды. В первом случае известняк изменяется вдоль по отдельности и вдоль трещин.

¹ Journ. Geol., 26, 1918, pp. 593 — 609.

² Journ. Geol. 26, 1918, p. 606; см. также Harker. Petrology for Students, 3 ed., 1902, fig. 60, p. 257.

При полном замещении должно произойти сокращение объема на 12,3%, давая в результате пористую породу. Известняки коралловых рифов в море особенно подвержены *доломитизации*. Кораллы *Alcyonagia* содержат вначале от 6 до 16% карбоната магния, и так как кальцит является более растворимым, чем карбонат магния, то при выщелачивании можно предполагать, что происходит прогрессивное обогащение последним. Кроме этого, происходит прямое замещение карбоната кальция карбонатом магния, особенно между поверхностью и глубиной в 45 м, и реакция облегчается благодаря тому факту, что кораллы первоначально состоят из неустойчивой формы арагонита.

Может ли любая доломитовая порода получиться путем непосредственного химического осаждения, это является еще спорным вопросом. Описывая пресноводную доломитовую породу, проф. Куллис (C. G. Cullis) показал, что триасовый мергель английского Мидлэнда (Midlands) содержит бесчисленные мелкие совершенные ромбики доломита¹. Германский триас содержит слои доломитовой породы, находящейся совместно с солью, гипсом и ангидритом, указывая на непосредственное осаждение породы в сильно соленых реликтовых морях.

Железистые отложения. Слои железа присутствуют главным образом в природных водах; при соответствующих условиях железистые вещества отлагаются в виде окислов, водной окиси, карбонатов или силикатов. Железо присутствует в растворе в виде бикарбонатов, реже в виде хлорида или сульфата. Потеря углекислоты превращает бикарбонат в карбонат закиси железа, и так как эта соль окисляется почти немедленно при соприкосновении с воздухом, то воды источников, рек или озер, содержащие эту соль, отлагают ржавые пленки гидрата окиси железа, которые собираются вдоль берегов рек или на дне озер, образуя мягкий пористый материал, известный под названием *железной бобовой руды*. Если осаждение встречается при восстановительных условиях, то может отложиться карбонат железа.

Глинистый железняк или так называемый блэкбэнд угленосной толщи английского карбона состоит из сидеритовых зернышек, смешанных с глинистым и углистым веществом. Существует мнение, что они были отложены в болотистых или лагунных условиях из железосодержащих растворов, благодаря потере углекислоты, в сочетании с восстановительной средой².

¹ Rep. Brit. Assoc. for Adv. of Sci., Leicester, 1907, p. 506.

² A. F. Hallimond. Iron Ores: Bedded Ores of England and Wales. Petrography and Chemistry. Spec. Repts. Min. Res. Gt. Britain, 29, 1925. Эта работа содержит один из лучших разборов железорудных отложений.

В болотистых и торфяных почвах так же, как и в аллювии полусухих районов, часто наблюдается на глубине около 0,3 м ниже поверхности твердый слой железных окислов. Это представляет *орштейн*, образующийся точно таким же путем, как известковистый кункар (стр. 220), благодаря окислению железистых растворов, поднимающихся вследствие капиллярности.

Железная руда, отложенная в виде силиката, вообще принимает оолитовую форму и является образованием морского происхождения. Считают, что слои шамозита (минерал хлоритового семейства с приблизительной формулой $2\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{FeO} \cdot \text{aq.}$) образуются вокруг ядра на морском дне в виде конкреций в мягком иле в условиях, при которых морская вода насыщается железистыми солями и алюмокремневой кислотой (последняя, вероятно, в форме коллоидального глинистого вещества)¹. Шамозитовые оолиты, заключенные в шамозитовый ил с обломочным материалом и карбонатами, образуют также большие железорудные формации, как знаменитые клевлэндские железняки Йоркшира и железные руды в Вабане (Wabana) Ньюфаундлэнда². Прежде думали, что эти породы обязаны своим происхождением замещению оолитового известняка железосодержащими растворами, но теперь вполне установлен первичный характер отложения. Они были отложены в виде рыхлого морского агрегата оолитов, обломков раковин, окатанных кусочков отвердевшего железняка и другого обломочного материала, и железистый материал химически отложился из морской воды. Процесс подводного выветривания пород, благодаря которому железо сконцентрировалось в этих осадках, был назван *гальмиролизом*³.

Вероятно, что химическое отложение железистых солей частью обуславливается присутствием морских водорослей и бактерий, особенно железных бактерий, которые, без сомнения, часто изобилуют в местах отложения. Эти организмы обладают способностью выделять лимонит из растворов железа. В исключительных случаях бактерии сохраняются в железняках и обломков раковин в железных рудах пронизаны трубочками сверлящих водорослей.

Соли⁴. Под солями здесь подразумеваются хлориды, сульфаты, карбонаты, нитраты и бораты натрия и калия и сульфаты кальция и магния. Большие и важные в экономическом смысле

¹ Hallimond, op. cit. supra.

² A. O. Hayes. Mem. Geol. Surv. Canada, 78. 1915.

³ K. Hummel. Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse. geol. Rundschau, 13, 1922, Ss. 41 — 81. 97 — 136.

⁴ A. W. Grabau. Geology of the Non-Metalliferous Mineral Deposits other than Silicates. Vol. I. Principles of Salt Deposition, 1920, p. 435.

отложения хлоридов и сульфатов образуются при испарении вод замкнутых рукавов морей и соленых озер. Средняя соленость нормальной морской воды — 35 частей соли на 1000 ч. воды, процентный состав соли 77,76 NaCl, 10,88 MgCl₂, 4,74 MgSO₄, 3,60 CaSO₄, 2,46 K₂SO₄, 0,34CaCO₃ и 0,22 MgBr₂. Прежде чем эти соли могут отложиться, вода должна стать насыщенной ими, а так как морская вода далека от насыщения, то их отложению должны предшествовать особые геологические условия. Морской залив мог быть отрезан вследствие движения земной коры или благодаря обмелению перешейка, соединяющего его с морем, и при подходящем климате концентрация солей могла быть такой, что могло происходить отложение. Общий порядок отложения таков: первыми отлагаются известковые соли, затем соли натрия, соли магния и наконец при полном испарении соли калия.

Пример такого процесса соляных отложений имеется в Карабугазском заливе на восточной стороне Каспийского моря, от которого залив отделяется длинной узкой морской косой, прорезанной единственным каналом. Залив окружен с трех сторон пустыней с жарким сухим климатом. Поэтому здесь происходит усиленное испарение, и вода пополняется течением из Каспийского моря, которое вносит ежедневно количество морских солей, оцениваемое в 350 000 тонн. Таким образом происходит постоянный привнос солей в залив, но обратного выноса не происходит, и концентрация является теперь такой, что гипс (CaSO₄ · 2H₂O) отлагается в значительном количестве, а сульфат натрия (мирабилит или глауберова соль, Na₂SO₄ · 10H₂O) в количестве, оцениваемом 1000 млн. тонн.

Концентрация воды Карабугаза еще не достаточна для отложения хлорида натрия (поваренная соль), но в прошлые геологические времена при подобных условиях образовались большие отложения солей, например в триасе Чешира (Cheshire), в перми Германии, в миоцене Галиции и в силуре Северной Америки. Месторождением калиевых солей мирового порядка, имеющим практическое значение, является Стассфуртский район Германии, в котором имеется поваренная соль, гипс, ангидрит, вместе с калиевыми и магниевыми соединениями, а также разнообразные иодиды, бромиды и бораты. Оно, вероятно, связано своим происхождением к конечному полному испарению, после некоторых перерывов и регрессией обширного реликтового моря пермского времени ¹.

¹ F. W. Clarke. Data of Geochemistry, 5 ed., 1924, pp. 222 — 229; W. W. Gregory. Trans. Geol. Soc. Glasgow, 16, pt. I, 1916, pp. 12 — 16.

Примечание редактора. Такое же вероятно происхождение нужно приписывать нашему пермскому отложению калийных солей в Соликамском районе (Приуралье).

Отложения континентальных соленых озер обычно отличаются от морских солевых отложений присутствием карбоната натрия; горькие озера отлагают в большом количестве сульфаты натрия и магния, почти во всех случаях отлагается сульфат кальция (гипс). Континентальные соли могут быть прирожденного (connate) происхождения, возникая одновременно с вмещающими породами; они образуются из солей, заключенных в порах древних морских осадков. Без сомнения, такое происхождение имеют многие очень чистые отложения солей в пустынях, например, соли Лопского бассейна в Китайской части Туркестана. Соль выщелачивается из пород циркулирующими грунтовыми водами, но она может собираться и концентрироваться в бессточных бассейнах пустыни или может подниматься в растворе к поверхности вследствие капиллярных сил, давая выцветы солей при испарении.

Многие соляные месторождения произошли из продуктов разложения древних пород, которые выщелачивались циркулирующими водами и концентрировались в озерах, где они могли достигнуть насыщения и таким образом осесть. Главными солями, отложенными таким образом, являются щелочные карбонаты, нитраты, квасцы, хлориды и сульфаты. Натровые и сульфатные озера западной Америки и СССР иллюстрируют этот тип происхождения.

Наиболее известное и наиболее обширное месторождение нитратов находится вдоль тихоокеанского берега Чили и Перу в пустынях Атакама и Тарапах. Главной солью является нитрат натрия или *селитра* (NaNO_3). Так как она является крайне растворимой солью, то может накапливаться только в районах, где почти не выпадает дождя. Месторождения находятся в местах неглубоких озер или лужах (playas); их характерный разрез таков:

Песок и гравий	2 — 5 см
Пористый землестый гипс	15 »
Плотная земля и камни	60 — 300 »
Костра (низкосортная селитра с солью и обломками пород)	30 — 90 »
Селитра	45 — 60 »
Глина	7 »

Обыкновенная соль сопровождает в большинстве случаев нитрат и образует отложения гораздо большего протяжения, чем селитра.

Происхождение этих месторождений является довольно трудным вопросом. Чарльз Дарвин рассматривал их как морские образования, а Неллер (Noellner) приписывал их разложению

огромных масс морских водорослей, которые обнажились при недавнем поднятии суши на тихоокеанских берегах Южной Америки. Присутствие иода в отложениях селитры говорит в пользу этого взгляда. Другая теория приписывает их разложению отложений гуано, но отсутствие фосфатов делает ее неправдоподобной. В. Ньютон (W. Newton) объясняет их происхождение окислением органического вещества в почве пампас и концентрацией нитратов, происходящей при редких наводнениях, которые собирают их с тысяч квадратных километров и отлагают во внутренних баесейнах. Такой способ образования считается Кларком наиболее возможным¹.

Бораты встречаются в природе в форме *буры* ($\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) и в виде хорошо выкристаллизовавшегося минерала *тинкала* того же самого состава. Они отлагаются в озерах в районах современной вулканической деятельности. Фумаролы Тосканы являются струями пара, приносящего борную кислоту, которая отлагается в соседних лагунах.

Было описано большое разнообразие других природных солей, но большинство являются чисто местными образованиями и имеют ничтожное петрографическое значение.

ГЛАВА XIV.

ОТЛОЖЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ.

Общий характер органических отложений. В этой главе рассматриваются те вторичные отложения, которые обязаны своим происхождением прямо или косвенно жизнедеятельности животных и растений. Эти материалы накаплиются главным образом на морском дне, но хорошо также известны примеры образования их в пресной воде и на суше. Они отсутствуют лишь в безводных пустынях и в полярных странах. Порода органического происхождения может образоваться непосредственно, с самого начала, как вполне твердый материал; это бывает в случае коралловых пород и некоторых водорослевых известняков². В других случаях отложения могут быть *биохимическими* или *биомеханическими*; биохимическими, когда жизнедеятельность организмов вызывает химические условия, которые благоприятствуют осаждению, как в случаях бактериальных железных руд и известняков; биомеханическими, когда порода обязана своим происхождением обломочному накоплению ор-

¹ Data of Geochemistry, 5 ed., 1924, pp. 254 — 259.

² Для этого типа происхождения Н. D. E. Kitto, указал удачно термин *стереофитический* (образующийся твердым).

ганического материала, как это бывает в случае криноидных и раковинных известняков и некоторых углей. Очевидно, что в этом случае могут быть постепенные переходы к типам обломочно-осадочных пород благодаря возрастанию примеси неорганических обломочных материалов. Подобным же образом биохимические отложения могут переходить в породы чисто неорганического химического происхождения. Во многих случаях трудно решить, можно ли данную породу отнести к осадочной, химической или органической группе.

Размер зерна биомеханических пород зависит от первоначальных размеров составляющих организмов или от обломков, в которые они превратились вследствие естественного разрушений. Так, фораминиферовые, радиоляриевые и диатомовые отложения имеют тонкость ила или глины, тогда как отложения некоторых ракушечников могут быть чрезвычайно грубыми (т. н. гипуритовый известняк). Твердые части других организмов, как, например, части морских лилий и морских ежей и др. превращаются при разрушении в сравнительно большие обломки, каждый из которых состоит из одного кристалла кальцита, и таким образом в результате их накопления получают грубозернистые породы. Породы биохимического происхождения являются обыкновенно тонкозернистыми, так как они обязаны своим происхождением химическому осаждению (стр. 210).

Классификация органических отложений, основанная на химическом составе, представляется в таком виде:

- 1) известковые — известняки,
- 2) фосфатные — фосфаты, гуано,
- 3) железистые — бактериальные железные руды,
- 4) кремнистые — радиоляриевые и диатомовые илы,
- 5) углеродистые — уголь, торф и т. д.

Второстепенную группировку можно произвести на *зоогенные* отложения, образование которых приписывается деятельности животных, и *фитогенные* — деятельности растений.

Органические породы известкового состава: известняки. Органические известняки преимущественно состоят из кальцита (CaCO_3), могут присутствовать в разнообразных количествах примесей, давая песчаные, глинистые, глауконитовые, железистые, фосфатные или битуминозные разновидности. Известняки, содержащие магнезию, могут произойти благодаря присутствию органического материала, богатого карбонатом магния (стр. 221). В некоторых известняках, как, например, в известняках, образованных кораллами, карбонат кальция первоначально кристаллизуется в виде арагонита, ромбической формы, но так как арагонит является неустойчивым и легко переходит

в устойчивую форму кальцита, он редко сохраняется в известняках. Органические известняки обязаны своим происхождением главным образом биомеханическим процессам, некоторые из них отлагаются с самого начала в виде твердой породы (стереофитовые), другие образуются при биохимических процессах, и очень трудно их отличить от известняков, обязанных своим происхождением неорганическим процессам.

Биохимические известняки часто очень неоднородны по составу, будучи образованы из самых разнообразных органических обломков в известковом илу, происшедшем от их размельчения. Какая-нибудь группа организмов иногда преобладает и придает определенный характер породе. Целый ряд организмов, которые выделяют твердые частицы, находятся в известняках. Фораминиферы, кораллы, морские лилии, моллюски и ракообразные являются классами животных, чаще всего принимающими участие в образовании известняков. В настоящее время полностью установлено значение известковых водослоев, как участников образования известняков. Другие группы известковых организмов местами встречаются в большом количестве и могут быть широко распространены в известняках, главная масса которых образуется из вышеупомянутых организмов.

Известняки, состоящие главным образом или исключительно из фораминифер, очень распространены. Илы, которые покрывают обширные площади дна океанов, являются преимущественно известковистыми и фораминиферовыми. Наиболее широко распространенным из этих отложений является *глобигериновый ил*, который состоит главным образом из панцирей глобигерин и других фораминифер, составляющих часть плавающих организмов (планктон) в наиболее верхней 200-метровой части океана. Принято считать, что эти отложения покрывают 125 000 000 км² главным образом в Атлантическом, но также в Индийском и Тихом океанах. Глобигериновый ил встречается на глубинах между 2250 и 4000 м, но не на больших глубинах, так как растворимость карбоната кальция раковин быстро увеличивается с глубиной, вследствие увеличения давления. Известковые панцири не сохраняются ниже 4000 м. Можно также упомянуть здесь *птероподовый ил*, состоящий из мелких, изящных раковин моллюсков, называемых птероподами. Он находится на глубине от 1350 до 2450 м и приурочен к экваториальным местам Атлантического океана. Илы накапливаются крайне медленно. Тральщики часто достают ушные кости китов и зубы акул, которые лежат на поверхности ила или заключены в самых верхних слоях; и часто обнаруживают следы коррозии выше линии, до которой они прикрыты илом, Ископаемые

илы, выступающие в настоящее время выше уровня моря, редки, и были найдены только на Барбадосе, Кубе, Борнео и на некоторых островах южной части Тихого океана.

Мел можно рассматривать как затвердевший известковый ил. Панцэри фораминифер, особенно глобигериновых, встречаются в большом количестве, вместе с обломками раковин, спикулами губок, кокколитами и рабдолитами (стр. 230), но общая масса отложений состоит из тонкого известкового ила, который, может быть, произошел вследствие измельчения органических обломков. Чуждое обломочное вещество наблюдается редко, но Бейли (E. V. Bailey) отмечает широкое распространение округленных и отполированных кварцевых зерен в породах мелового возраста, распространенных от Франции до западных островов Шотландии, и приходит к заключению, что меловое море было окружено пустыней и чистота отложения вызывалась незначительным количеством дождя, дающим в результате почти полное отсутствие терригенных осадков¹. Кроме этих фораминиферовых известняков, наблюдаются еще нуммулитовые известняки эоцена, которые покрывают обширные площади вокруг Средиземного моря, и саккаминовые и фузулиновые известняки европейского карбона.

Биомеханические коралловые известняки обязаны своим происхождением отвердеванию коралловых обломков, которые могут быть смешаны с разнообразными количествами других органических обломков и минеральных зерен. Они образуются вследствие действия прибоя на коралловые рифы и распределения получающегося известкового песка и ила волнами и течениями в виде слоистых отложений. Животные, которые обитают на и около коралловых рифов, особенно ракообразные, питающиеся растущими кораллами, могут образовать большое количество обломочного материала.

Криноидные известняки происходят вследствие разрушения морских лилий, как это наблюдается в настоящее время в тропических водах. Членики стеблей и таблички тел, представляющие отдельные кристаллы кальцита, образуют главные составные части этих известняков. Они могут, однако, смешиваться с остатками других известковых организмов в массе осажженного известковистого ила. Криноидные известняки особенно существенную роль играют в верхнепалеозойских образованиях.

На определенных морских площадях встречаются огромные накопления оболочек моллюсков, главным образом пластинчатожабрных и гастропод, а также в большом числе брахиопод, иглокожих и т. д., все они более или менее раздроблены.

¹ Geol. Mag., 61, 1924, pp. 102 — 116.

Они образуют раковинные пески и целые раковинные пляжи, например, на западе Англии и Голландии. Дно мелких морей, например, Северного моря, большей частью покрыто сложениями раковинного песка. Среди древних пород часто встречаются отвердевшие раковинные слои. Плиоценовые утесы западной Англии, однако, находятся еще в рыхлом состоянии. Так называемый пурбекский мрамор является затвердевшей массой устричных раковин (*Ostrea distorta*). Он широко используется как строительный материал на юго-западе Англии.

Известковые водоросли обладают способностью осаждения карбоната извести из растворов бикарбоната. Материал отлагается на «листьях» или слоевищах растений, образуя пластинчатую структуру, которая принимает их внешнюю форму. Этот процесс происходит в озерах с образованием пресноводного или озерного известняка, в котором играет преобладающую роль пресноводная водоросль лучица (*Chara*). Ископаемые харовые известняки известны из олигоцена (Бембридж, остров Уайт) и из юры (Пурбек). Значение морских известковых водорослей как участников образования известняков, в настоящее время получило широкое признание¹. Интересные слоистые кораллообразные нарастания, известные под названием *Cryptozoön*, изобилующие в докембрийских известняках, в настоящее время рассматриваются как выделения морских водорослей². Известковые водоросли очень распространены в ордовических известняках Шотландии и в карбоне Англии. Роды *Girvanella* и *Solenopora* встречаются и в той, и в другой формации, тогда как *Mitcheldeania* приобретает значение только в карбоне. Литотамниевый известняк Венского бассейна является примером миоценовых водорослевых известняков. Уже упоминался литотамниевый песок на приподнятых берегах Клайда (стр. 202). Крошечные овальные пластинки (*socoliths*) и тонкие пластиночки (*rhabdoliths*), наблюдаемые в илах и в мелу, являются выделениями мелких известковых водорослей.

Коралловые рифы представляют характерные примеры известняков, которые образованы с самого начала в виде твердых и сплошных масс (стереофиты). Коралловые полипы выделяют свои скелетные остоны в связанной форме, которые соединяются крепко с остатком рифа или на первичном коралловом нараста-

¹ E. J. Garwood. *Geol. Mag.*, 1913, pp. 440—446, 490—498, 545—553; также *Rep. Brit. Assoc. Birmingham*, 1913, *Pres. Address, Sect. C*, p. 19. Наиболее полная современная сводка дана W. S. Clock «*Algae as limestone Makers and Climate Indicators*». *Amer. Journ. Sci.* 6, 1923, p. 37—48, который также касается осаждения CaCO_3 бактериями.

² Pirsson and Schuchert. *Textbook of Geology*, pt. 2. *Historical Geology*, 2 ed., 1924, p. 176.

ний или на отломанных волнами обломках, на которых возвышаются рифы. Этот тип кораллового известняка (или коралловой породы) встречается в бесструктурных неправильных или линзообразных массах, отличающихся отсутствием слоистости от биомеханических известняков, которые заключают их. Последние исследования показали, что другие организмы, особенно известковые водоросли, играют значительную роль в образовании коралловых рифов. На быстро растущем рифе часто имеется возвышающееся ребро, которое составлено преимущественно из водорослей. Многочисленные раковины и твердые части других организмов, которые живут на коралловых рифах, иногда охватываются растущими кораллами.

Коралловые рифы встречены в различных частях стратиграфического разреза. Круто поднимающиеся выступы (knolls) массивного известняка в каменноугольном известняке Иоркшира рассматривались Тиддеманом (Tiddeman) как ископаемые коралловые рифы. Это объяснение защищается проф. Гарвудом и Гуддир (miss Gooddear) для наиболее типичных рифовых выступов с оговоркой, что их структура в виде опрокинутой чаши могла быть подчеркнута последующим движением земной коры¹.

Многое из порошковатого известкового ила, который находится на дне некоторых тропических морей (например, у Флориды), имеет биохимическое происхождение и было отложено благодаря нитрифицирующим бактериям, которые кишели в этих морях. При обмене веществ этих организмов вырабатывается аммониевый карбонат, который отлагает известь из морской воды².

Фосфатовые отложения органического происхождения³. Первоначальным источником фосфорной кислоты, присутствующей в фосфатных породах, является апатит изверженных пород. Этот минерал разрушается вследствие механического выветривания и медленно растворяется углекислыми водами; растворы переносятся реками в море. Фосфорная кислота присутствует в морской воде в количестве 0,015% или 0,18% всей массы морских солей. Она в виде фосфата кальция используется некоторыми организмами, особенно рыбами, ракообразными и некоторыми брахиоподами для построения их раковин и

¹ Q. J. G. S., 80, 1924, p. 258.

² G. H. Drew. Carn. Inst. Washington Publ., 182, 1914. См. также W. S. Glock. Op. cit., pp. 379—385. Значительное сомнение было высказано по поводу бактериальной гипотезы Drew Липманом (C. B. Lipman). Carn. Inst. Washington Publ., 340, 1925, pp. 181—191.

³ Современная сводка по геологии фосфатов дана J. W. Gregory. Trans. Geol. Soc. Glasgow, 16, pt. 2, 1917. Химизм фосфатных пород имеется у F. W. Clarke. Data of Geochemistry, 5 ed., 1924, pp. 523—534.

скелетов. Остатки этих существ скопляются на дне моря и образуют небольшие фосфатные отложения, которые должны быть сконцентрированы различными путями, чтобы образовать промышленные месторождения фосфоритов. Некоторые фосфоритовые известняки и мел могут быть ископаемыми представителями этих первичных фосфатных отложений.

Концентрация может произойти вследствие перерастворения фосфата и его коллоидального отложения вокруг ядра: образуются желвакообразные конкреции, из которых может быть вымыт более тонкий не фосфатный материал. Так объясняют происхождение фосфатных желваков, разбросанных в изобилии во многих местах дна океана. Фосфатный мел Алжира и слои фосфоритовых желваков, сходных со слоями кембрижских зеленых песков, могли таким же путем образоваться. После того, как осадки были приподняты, дальнейшая концентрация может происходить при выщелачивании более растворимого карбонатного вещества поверхностными водами, оставляя менее растворимые фосфаты как остаточное отложение. Так, повидимому, образовались многие фосфатные породы САСШ.

Гуано является фосфатным отложением непосредственно органического происхождения. Он представляет собой концентрацию фосфатов, которая завершается на суше. Питающиеся рыбой морские птицы живут для безопасности громадными стаями на небольших островах, и промышленное гуано получается от накопления их экскрементов, которые очень богаты азотистым и фосфатным материалом. Так как гуано является очень растворимым веществом, то оно может сохраняться на островах только в районах, где почти не выпадает дождя. Так, это ценное удобрение встречается только на некоторых островах западных берегов Южной Америки, южной Африки и Австралии, при чем главным поставщиком являются острова Перуанского берега. Гуано является мягким, рыхлым материалом, но просачивания небольших количеств воды достаточно для того, чтобы сделать его зернистым и оолитовым, при помощи растворения и коллоидального переотложения. В менее сухих климатах азотистое вещество гуано удаляется и остается менее растворимый фосфатный остаток, который известен под названием выщелоченного или фосфатного гуано.

Проникновение богатых фосфатом растворов из отложений гуано в прилегающую породу ведет к метасоматическому замещению породы фосфатами. Так образуется фосфоритовый известняк из коралловой породы, например, на острове Кристимас и островах Океании. На атолле Клиппертон трахит превратился в фосфаты алюминия и железа, еще сохраняя свою первоначальную структуру. Фосфатные породы во Флориде,

вероятно, обязаны своим происхождением фосфатизации известняковых островов под покрывкой гуано¹.

Железистые отложения органического происхождения. Условия, при которых организмы способны осажждать железистые вещества, очень тесно переплетаются с условиями, при которых осаждение вызывается чисто химическим процессом, и трудно отделить роль того и другого (стр. 222). Известно, что окись железа и сульфид железа осаждаются некоторыми низшими водорослевого и бактериального характера организмами. Организмы могут всецело зависеть от присутствия железа в растворе, как, например, железные бактерии, или их существование может зависеть от присутствия углеродистых веществ, кислорода и пр., и осаждение железа является только случайным побочным продуктом их биохимической деятельности. Железные бактерии (или водоросли) обладают способностью извлекать железо из раствора и отлагать его в виде окиси железа вокруг своих клеток. Другие организмы могут действовать как собирающие поверхности или как среда для окислов железа, осаждающихся благодаря чисто химическим процессам. Накопление железо-бактерий вместе с зернами, происшедшими вследствие химического осаждения, образует материал, известный под названием *бобовой железной руды*. В случае ископаемых бобовых железорудных месторождений очень трудно оценить относительные роли организмов и химических агентов, так как бактериальные остатки распознаются только в свежееотложенном материале и разрушаются при малейшем изменении. Бактерии и другие организмы, без сомнения, участвовали непосредственно в осаждении морских шламозитовых железных руд при образовании продуктов обмена веществ, благоприятствующих их отложению.

Когда железные соли, сульфаты и сероводород (образующийся при разложении органического вещества) одновременно находятся в растворе замкнутых бассейнов, подобных Черному морю, может осаждаться сульфид железа или благодаря восстановительному действию сероводорода на соли железа, или при деятельности серных бактерий, которые получают свой кислород из сульфатов, сульфитов или тиосульфатов. Сам сероводород может образоваться благодаря бактериальной деятельности из органического вещества. Осажденный сульфид железа, вероятно в коллоидальном состоянии, всегда более или менее смешивается с глинистым и органическим веществом и

¹ J. W. Gregory. Op. cit., p. 137.

² A. F. Hallimond. Op. cit., p. 14, 101—103; E. C. Harder. Iron-depositing Bacteria and their Geologic Relations. Prof. Paper, U. S. Geol. Surv., № 113, 1919, pp. 75—84.

идет на образование черного ила. Черные и серые глинистые и грифельные сланцы, встречающиеся в толще геологических отложений, часто так богаты пиритом, что их можно считать ископаемыми представителями илов.

Кремнистые отложения органического происхождения. Биогенные кремнистые отложения включают в себя современные радиоляриевые и диатомовые илы и рыхлые отложения, а также их ископаемых представителей и некоторые породы, состоящие преимущественно из остатков кремнистых губок. Радиолярии представляют низшие организмы, принадлежащие к Protozoa. Их кремнистые оболочки, вследствие их относительной нерастворимости, могут при опускании достигать больших глубин, чем оболочки известковистых организмов, и поэтому связаны с глубоководной *красной глиной*, представляющей хранилище неорганических веществ, которые достигают океанских глубин. Когда радиолярии образуют больше 20% этих отложений, то последние называются *радиоляриевым илом*. Могут присутствовать также спиккули губок. Радиоляриевые рыхлые отложения встречаются на о. Барбадос в связи с красной глиной и слоями с *Globigerina*. Они, без сомнения, представляют собой океанические илы и были защищены от эрозии вследствие нарастания поверх их коралловых рифов.

Радиоляриевые отложения могут, конечно, также образоваться в мелких водах, и считают, что многие *радиоляриевые кремни* и *радиоляриты*¹, которые часто переслаиваются в толще геологических отложений, образовались в мелкой воде. Организмы процветали там, где имелся привнос растворенного кремнезема к морской воде, или благодаря подводной вулканической деятельности, или вследствие каких либо других причин (стр. 218). Многие радиоляриевые кремнистые породы связаны с подводными подушкообразными (*pillow*) лавами. Организмы могут очень хорошо сохраниться в кремнеземе, а также встречаются в виде маленьких округлых телец, составленных из криптокристаллического кремнезема. Нижнекаменноугольные радиоляриевые кремни полуострова Говер, Гламорганшир (*Gover, Glamorgan-shire*) быстро выклиниваются и чередуются с глинистыми сланцами, которые содержат остатки пластинчатожабрных и растений. Их считают за отложения мелких лагун².

Диатомовые водоросли являются низшими растительными организмами; они выделяют мелкие, красивые, сферические и дискоидальные капсулы, образованные кремнеземом. Они в больших количествах размножаются как в свежей, так и в

¹ Grabau. Principles of Stratigraphy, 1913, p. 459.

² E. E. L. Dixon and A. Vaughan. Q. J. G. S., 67, 1911, p. 519.

соленой воде. Морские отложения, в которых диатомовые водоросли являются преобладающими микроорганизмами, ограничиваются приполярными районами, и илы, в которых они являются важной составной частью, хорошо развиты в Антарктическом океане и в северной части Тихого океана. Значительное количество терригенного материала и диатомовые илы постепенно переходят в голубые илы континентальных шельфов и склонов. Беловатые или желтоватые мелоподобные диатомовые отложения накапливаются на дне озер или в болотах холодных районов, и скопления их известны под разными названиями: *диатомовая земля*, *трепел* или *кизельгур*. Они имеют некоторое промышленное значение как абразивные и полировальные материалы и как поглотители, употребляющиеся при производстве взрывчатых веществ.

Углеродистые отложения. Торф и уголь¹. Сюда относятся все современные и древние отложения, в которых наиболее значительной составной частью является углеродистое органическое вещество. Сюда принадлежат: торф, лигнит, каменный уголь, антрацит, кеннельский уголь и богхэд. Все эти породы состоят преимущественно из растительных остатков в различных стадиях изменения.

Наиболее развит *торф* в умеренных и холодных районах, он является редким в тропиках. Самые большие торфяные болота в мире расположены в полярной Европе, Азии и Северной Аме-

¹ Из многочисленной литературы по углю здесь можно только указать несколько современных справочников: E. A. N. Arber. The Natural History of Coal. Cambridge Manuals, 1911, 164 pp.; H. Potonié. Die rezenten Kaustobiolithen und ihre Lagerstätten. 3 vols. Abh. K. Preuss., Geol. Landesanst., 55 1908—1912; D. White and R. Thiessen. The Origin of Coal, with a chapter on the «Origin of Peat». U. S. Bur. Mines, Bull. 38, 1913, 304 pp.; H. Potonié. Die Entstehung der Steinkohle und der Kaustobiolith. Berlin, 1914, 225 pp.; E. C. Jeffrey. The Mode of Origin of Coal. Journ. Geol., 23, 1915, pp. 218—230; M. C. Stopes and R. V. Wheeler. Monograph on the Constitution of Coal. Dept. Sci. and Industrial Research. London, 1918, 58 pp.; M. C. Stopes. On the Four Visible Ingredients in Banded Bituminous Coal. Proc. Roy. Soc. Lond., B. 90, 1919, pp. 479—487; R. Thiessen. Compilation and Composition of Bituminous Coals. Journ. Geol., 28, 1920, pp. 185—209; R. Thiessen. Structure in Palaeozoic Bituminous Coals. U. S. Bur. Mines, Bull. 117, 1921, 296 pp.; R. Thiessen. Origin of the Boghead Coals. Prof. Paper, 132, I, U. S. Geol. Surv., 1925, pp. 121—138; R. Potonié. Einführung in die allgemeine Kohlenpetrographie. Berlin, 1924, 285 pp.

Примечание редактора: Из литературы на русском языке, касающейся месторождений угля, можно указать следующие работы: М. Залесский «Очерк по вопросу образования угля». Изд. Геол. Ком., 1914; Г. Стадников «Происхождение углей и нефти». Гос. Н.-Т. Изд. Ленинград, 1931 г.; П. Степанов «Геология месторождений ископаемых углей». Изд. Донуга. Харьков, 1929; «Обзор главнейших месторождений углей и горючих сланцев С. С. С. Р.» II изд. Геол. Изд. Т. Г. Р. У. Москва—Ленинград, 1931.

рике. В северных широтах эти отложения образуют тундры, под которыми подпочва находится в состоянии вечной мерзлоты. На Британских островах можно различать две разновидности торфа: нагорный и низинный или болотный торф. Нагорный торф является буроватым волокнистым, губчатым веществом еще с ясными следами растительного происхождения, состоящим из остатков *Sphagnum* и других мхов. Стволы и ветви деревьев могут быть заключены в торфе (болотный дуб Ирландии), и вещество торфа может также быть более или менее смешано с неорганическим минеральным веществом. Торф происходит вследствие постепенного накопления отмерших растительных волокон по мере того, как живущий верхний слой отмирает и дает место другому слою. Местами мощность торфяных отложений может достигать 15 м. Нарастание торфяных слоев является медленным процессом, зависящим от климата. Во многих местностях Англии нарастание торфа является в настоящее время почти или совершенно стационарным. В шотландских торфах Левис установил отсутствие резких изменений в болотных или лесных флорах; последняя отмечает периоды более мягкого климата.

Низинный торф более темного оттенка и имеет по своей природе более разложившиеся растительные остатки, чем нагорный торф. Он состоит главным образом из остатков осок, камыша и водных растений и может содержать деревья и сучья, пресноводные раковины и другие организмы. Погребенные леса встречаются часто на определенных уровнях, указывая на периоды разнообразного климата или более деятельного размыва. Джеффри описал тонкий, черный, озерный и болотный растительный ил и другие вещества, повидимому, имеющие тот же характер, как и болотный торф. Этот растительный ил состоит из разнородной мацерированной смеси остатков водных растений, земноводной растительности, стволов и сучьев деревьев, листьев, пыльцы цветов и обугленного от лесных пожаров дерева.

Лигнит или бурый уголь является более твердым, чем торф, но менее плотным, чем обыкновенный каменный уголь. Он может быть любого оттенка между бурым и черным, обладает определенной волокнистой деревянистой текстурой и представляет собой промежуточную стадию между торфом и углем. В Европе встречаются лигнитовые отложения кайнозойского возраста, а в Северной Америке — мелового и кайнозойского возраста. Наиболее характерным примером в Англии является лигнит Бовея Треси (Bovey Trasy) в Девоншире, где мощные лигнитовые слои связаны с песками, глинами, некоторыми отложениями потоков и переотложенным каолином; они имеют, вероятно, обломочное происхождение.

Обыкновенный гуминовый (humic) или битуминозный уголь,

включающий в себя коксующийся уголь, короткопламенный уголь и т. д. состоит из слоистой, спрессованной и измененной массы всякого рода растительного вещества в различных стадиях сохранности. Он имеет хорошую отдельность, разбивается на прямоугольные куски и является часто тонкопластинчатым. Можно различать две структурные разновидности угля: минеральный древесный уголь, первоначальное вещество угля, или *фюзен* (*fusain*), мягкое, распыляющееся, древесиноподобное вещество, которое наблюдается спорадически на плоскостях слоистости, и плотный уголь. Последний при ближайшем исследовании обнаруживает два рода слоев: *блестящий уголь* (*глянцевитый уголь*), твердый, с смолисто-черным блеском и раковистым изломом, и *матовый уголь*, *тусклый уголь*, серовато-черный, абсолютно без всякого глянца и с грубым изломом. Блестящий уголь встречается всегда в виде линзообразных масс, часто очень удлинённых в основной массе матового угля. При помощи лупы можно видеть, что матовый уголь в значительной степени распадается на тонкие пластинки с микроскопическими прослойками блестящего угля в тусклой бесструктурной массе. Согласно Тиссену (*Thiessen*)¹, слои блестящего угля образуются из деревянистых частей растений (*anthraxylon*), более толстые прослойки образуются из стволов и больших сучьев, более тонкие прослойки из небольших веток и веточек. Такие прямоугольные куски дерева, какие находятся в подстилке и торфе современных лесных болот, образуют микроскопические прослойки *anthraxylon* в темном угле, основная масса которого составлена из большого числа других растительных составных частей. В шлифах она имеет зернистый вид и при больших увеличениях представляется состоящей из воскообразного эпидермиса листьев, споровых оболочек, заключающих в себе как мегаспоры, так и микроспоры, из зернышек пыльцы, смолистого вещества неопределенного происхождения и битуминозного вещества, заключающего в себе целлюлозные продукты растительного разложения. Различные обломки таким образом состоят из более устойчивых частей растений. Каждый имеет более или менее определенный микроскопический вид. Эти составные части находятся в различном количестве по отношению к *anthraxylon* в различного рода углях.

М. Стопс (*Stopes*)² различает четыре составных части в битуминозных углях, которые можно распознавать по их микроскопическим текстурам, их микроскопическим особенностям и по их отношениям к химическим реагентам. *Фюзен* (*fusain*), или

¹ U. S. Bur. Mines, Bull. 117, 1920, pp. 22 et seq. Также Journ. Geol. 28, 1920, pp. 185—209.

² Proc. Roy. Soc. Lond., B. 90, 1919, pp. 470—487.

минеральный древесный уголь, является одним из этих компонентов, тусклый уголь, или *дюрен* (durain), является другим. Блестящий или глянцевитый уголь подразделяется другими исследователями на *кларен* (clarain) и *витрен* (vitrain). Кларен имеет гладкую поверхность и глянцевитый блеск и, обнаруживая тонкую пластинчатость, перемежается тонкими полосками дюрена. Последний является материалом каменного угля, в котором больше, чем в других углях распознаваемого

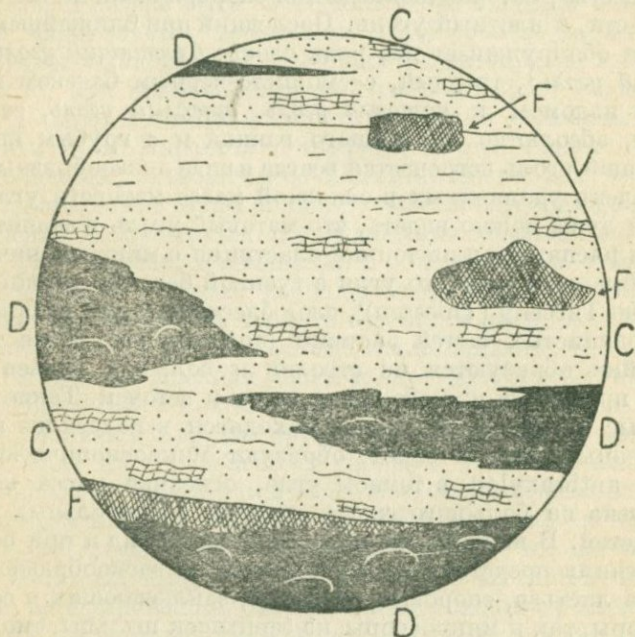


Рис. 64. Микроскопические структуры угля.
F — минеральный древесный уголь, *фюзен* (fusain);
D — матовый уголь, *дюрен* (durain); C — глянцевитый уголь, *кларен* (clarain); V — глянцевитый уголь, *витрен* (vitrain). По Стопс (Stopes).

растительного вещества. Витрен — совершенно однородный материал с блестящим отливом и раковистым изломом, который представляет прямые гладкие границы с другими составными частями. Для глянцевитого угля кларен и матового угля наблюдается тенденция проникать друг в друга тонкими прослойками в местах их взаимного соприкосновения, тогда как минеральный древесный уголь (fusain) образует неправильные кусочки и клинья (рис. 64). Глянцевитый уголь витрен, повидимому, представляет собой отвердевшее коллоидальное углеро-

дистое желе, происшедшее в результате полного разложения растительного вещества.

Антрацитом называется твердая разновидность угля с полуметаллическим блеском и заметным раковистым изломом. Из всех углей он наиболее богат углеродом и наиболее беден летучими веществами. Тёрнер и Рандал¹ (Turner and Randall) при помощи нового метода разъедания (выжигания) полированных поверхностей посредством пламени паяльной трубки показали, что антрацит состоит из совершенно тех же составных частей, как и обыкновенный каменный уголь. А. Стюарту², работающему по антрациту Южного Уэльса, удалось отличить блестящие черные полосы с великолепным блеском и бесструктурным характером, соответствующие vitrain, черные полосы крайне глинцевого угля с воскообразным блеском и тусклые черные «древесно-угольные» полосы, представляющие fusain.

Кеннельский (длиннопламенный) уголь, а также *богхэд* или *торбанит*, являются тусклой, темной, плотной разновидностью угля с смолоподобным обликом и раковистым изломом. Название кеннельский связано с его свойством легкого воспламенения и горения ярким коптящим пламенем, как свеча. Кеннельский уголь вообще содержит значительное количество минерального вещества или золы, и когда минеральное вещество увеличивается так, что преобладает над углистым веществом, кеннельский уголь переходит в горючий сланец (стр. 209). Кеннельские угли содержат гумусовые, споровые, воскообразные и смолистые растительные вещества; эти вещества обыкновенно содержатся в относительно большем количестве, чем в обыкновенном каменном угле, и смешаны со значительным количеством бесструктурного материала. Потонье (Potonié) считает, что кеннель генетически связан с затвердеванием желеобразного углеродистого ила (сапропель). В шлифе богхэдовый уголь обнаруживает известные количества исключительно неправильных, овальных, желтоватых телец, которые некоторыми авторами рассматриваются как водоросли, а другими как споры. Недостатком теории водорослевого происхождения является то, что ни одна из известных водорослей не имели ничего похожего на химический состав, необходимый для образования богхэдового угля, материал которого при перегонке в большом количестве дает нефть. Авторы теории предполагали, что водоросли обладают «сродством» к битуминозным веществам, и были пропитаны и обогащены ими. Водорослевая теория, однако, в настоящее время восторжествовала благодаря открытию нефтьсодержа-

¹ Journ. Geol., 31, 1923; pp. 306—313.

² Geol. Mag., 61, 1924, pp. 360—366.

щих водорослей, которые живут в соленых лагунах (южная Австралия, Туркестан). Они образуют плавающую тину, которая времени от времени выносится ветром на сушу и затвердевает в массы резиноподобного вещества, называемого австралийцами «каучуком» или куронгитом¹. В шлифе этот материал обнаруживает тот же самый внешний облик, которым обладает торбанит. Куронгит (coorongite) можно, таким образом, рассматривать как торфяную стадию образования богхэдового угля. Многие кеннельские угли, однако, богаты несомненным споровым материалом.

При изучении происхождения каменного угля возникают два определенных вопроса: один геологический и другой химический — способ накопления растительного вещества и его превращения в каменный уголь. Что касается первого, то разногласие между теориями роста на месте и переноса, как способов накопления, приводится во многих геологических руководствах. Большинство геологов думают, что каменноугольная растительность превратилась в уголь практически на месте роста. Тиссен (Thiessen) устанавливает, что между происхождением торфа и происхождением угля можно провести аналогию вследствие полного сходства их составных частей, и он доказывает, что источником происхождения углей являются торфяные слои². Теория переноса, однако, поддерживается другими геологами, и не может быть сомнения, что некоторые угли образовались путем отложения обломочного материала. Идея образования каменного угля из накоплений растительного вещества в лесных болотах, подобно мангровым болотам тропических районов, Эвергледс (Everglades) Флориды и Грэт Дисмал Свампи Луизианы отчасти примиряет обе теории, так как может встретиться накопление *in situ* на относительно сухих площадях и накопление благодаря переносу в многочисленных открытых водных пространствах.

Химически растительное вещество состоит из углерода, водорода, кислорода, азота, соединенных различным образом с определенными минеральными веществами, которые составляют золу. Их превращение в уголь ведет к постепенному удалению летучих составных частей, преимущественно в виде воды, но также в виде болотного газа и других газов с прогрессивным увеличением количества углерода. Химическая сторона изменения еще не вполне выяснена. Несомненно сначала это биохимический процесс, при чем растительный материал частично или целиком разрушается вследствие действия микро орга-

¹ U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 132, I, pp. 121—133.

² U. S. Bur. Mines, Bull. 117, 1920, p. 13.

низмов, особенно бактерий. Процесс идет в течение различных промежутков времени, с разнообразной степенью интенсивности; он может полностью приостановиться, если материал покрывается асептической водой торфяного болота или покрывается сверху осадками. Таким образом первоначальный торф может изменяться по составу от фактически неразложившихся, спрессованных растительных веществ до сгнившего и разрушенного растительного ила, в котором органическая структура может слабо сохраниться.

Когда растительное вещество покрывается значительной толщей осадков и таким образом подвергается действию давления и повышенной температуры, происходит динамохимический процесс. Спринг (Spring) показал экспериментально, что торф, подвергнутый давлению в 6000 атмосфер, превращается в вещество, подобное каменному углю¹. При этих условиях происходит прогрессивное удаление воды и других газов с накоплением углерода. Ряды: торф, лигнит, битуминозный уголь, антрацит, могут представлять последовательные стадии этого процесса. Кеннельские угли и торбаниты образуются благодаря подобным же процессам в богатом спорами растительном иле или в скоплениях, богатых нефтью водорослей.

¹ Bull. Acad. Royale Bruxelles, 49, 1880, p. 367.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Глава XV.

МЕТАМОРФИЗМ.

Общий характер метаморфизма¹. Метаморфизм является реакцией твердых пород на резко выраженные изменения температуры, давления и химической обстановки, которые имеют место в общем ниже зон выветривания и цементации. В громадном большинстве случаев метаморфизм сводится к частичной или полной перекристаллизации породы и образованию новых структур, но данное выше определение не исключает простого раздробления и милонитизации с небольшой перекристаллизацией или без нее.

Изменения какого-нибудь одного из трех факторов: температуры, давления и химической обстановки, нарушают физическое и химическое равновесие минеральной ассоциации, и метаморфизм является результатом восстановления нового равновесия. Процессы выветривания и цементации, которые происходят при почти нормальных температурах и давлениях земной поверхности, обычно не включают понятие метаморфизма, за исключением некоторых геологов (школа Ван-Хайза), которые определяют метаморфизм как вообще изменение. Как другое крайнее изменение может встретиться расплавление, смешивание (анатексис, ультраметаморфизм, палингенезис), и

¹ О метаморфизме вообще см. следующие работы в добавление к учебникам общей петрографии: F. Becke. Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Congr. Géol. Internat., Wien, 1903, pp. 553—570; C. R. van Hise. A treatise on Metamorphism, Mon. 47, U. S. Geol. Surv., 1904, 1286 pp.; V. M. Goldschmidt. Die Gesetze der Gesteinsmetamorphose. Videnskapselsk. Skr. 1, M. N. Kl., Kristiania, 1912, № 22, 16 pp. C. K. Leith and W. J. Mead. Metamorphic Geology, 1915, 337 pp. R. A. Daly. Metamorphism and its Phases. Bull. Geol. Soc. Amer., 28, 1917, pp. 375 — 418; A. Harker. Metamorphism in Rock Masses Pres. Address, Geol. Soc., Quart. Geol. Soc., 74, pt. I, 1919, Proc., pp. LXIII — LXXX; L. Milch. Die Umwandlung der Gesteine in «Grundzüge der Geologie», Bd. 1, Teil II, 1922, pp. 267—327; U. Grubenmann. Die kristallinen Schiefer. 1910; U. Grubenmann und P. Niggli. Die Gesteinsmetamorphose, I, 1924, 539 pp.

такое явление может быть причислено к метаморфизму, поскольку особенности измененных пород не полностью разрушены погружением с образованием новой магмы.

При метаморфизме минеральные компоненты пород переходят в минералы, более устойчивые при новых условиях, и образование последних может создать структуры, которые являются также более подходящими к новой обстановке.

Факторы метаморфизма. Метаморфизм обязан действию трех факторов: температуры, давления и химически активных флюидов. Так как метаморфизм происходит на глубине, то из этого следует, что он зависит от повышения температуры и давления и возрастающей активности флюидов. Источником теплоты являются общее возрастание температуры с глубиной или находящиеся вблизи магмы. Давление обусловлено в основном силой тяжести и может быть разложено в любой точке на два: гидростатическое или равностороннее давление, которое ведет к изменению объема, и неравностороннее, ориентированное давление или стресс (stress), которое ведет к изменению и нарушению форм. Метаморфические результаты этих типов давления очень различны. В то время как равностороннее давление может быть приложимо к жидкому или твердому объекту, ориентировочное давление может существовать только в твердом или обладающем свойством твердого материале.

Окружающая обстановка химически-активных флюидов является наиболее важным фактором в метаморфизме, так как происходящие реакции могут иметь место только при частичном или полном растворении минералов. Универсальную среду, в которой происходят различные изменения, представляет из себя летучее или жидкое вещество, занимающее бесчисленные капиллярные поры и трещины. Вода является, без сомнения, главным веществом, присутствующим в газообразном состоянии, но местами может также к ней прибавляться углекислота и такие вещества, как борная и фтористо-водородная кислоты, которые выделяются из изверженных магм.

Большая часть летучих веществ, находящихся в плутонических магмах, должна перейти в конце концов в окружающие породы, и их диффузия, хотя и исключительно медленная, переносит их в области земной коры, где не имеется признаков изверженной деятельности. Широкое распространение турмалинов в сланцах Шотландского высокогорья даже на площадях, удаленных от гранитных масс, которые прорезают эти породы, указывает на полное проникновение их парами борной кислоты. Горная влажность (включая сюда жидкости и газы) образует универсальную среду, в общем крайне разжиженную и слабую, но достигающую большой концентрации и сильной

химической активности в соседстве плутонических масс, благодаря которым могут происходить минералогические преобразования, когда условия давления и температуры являются благоприятными для метаморфизма.

Три вышеупомянутых фактора действуют совместно, но в различной степени в процессе метаморфизма. Химический фактор участвует без сомнения практически всегда, и хотя комбинированные действия теплоты и давления не могут быть разобщены, иногда температура бывает преобладающим фактором метаморфизма, а в других случаях давление.

Типы метаморфизма. Различные виды метаморфизма таким образом обязаны разнообразным комбинациям четырех факторов: теплоты, ориентированного давления, равностороннего давления и химически-активных флюидов (летучих составных частей). Последний фактор является существенным во всех типах минералогического изменения в метаморфических породах, за исключением превращений, зависящих только от одного давления или температуры, например, переход тридимита в кварц.

1. *Преобладающее влияние температуры.* Температура является доминирующим фактором в метаморфизме, который возникает в результате близости изверженных масс. Тем не менее, привходит и фактор давления, благодаря напору со стороны окружающих пород, их объемному расширению, вызванному нагреванием, и благодаря давлению тяжести вышележащей массы, хотя последнее является всегда второстепенным фактором по сравнению с температурой. В общем окружающая порода пропитана газами и жидкими выделениями из магмы, и это сильно облегчает минеральные превращения, которые при этом происходят. Термин *термальный метаморфизм* можно употреблять для всех видов изменения, в которых температура является преобладающим фактором.

Термином *пирометаморфизм* (Браунс) можно пользоваться для обозначения высокотемпературных изменений, которые имеют место непосредственно в контактах магмы с окружающей породой и в ксенолитах с взаимным обменом материала или без него. Явления закалывания, обжига и спекания, производимые лавами или небольшими дайками на породы, с которыми они входят в контакт, можно назвать *каустическим метаморфизмом* (Мильх), или лучше *оптальческим метаморфизмом* (стр. 289).

Обычный метаморфизм, который проявляется вокруг больших изверженных масс, происходит при сравнительно низких температурах (по сравнению с пирометаморфизмом) и называется *контактовым метаморфизмом*. В нормальном контактовом ме-

таморфизме может происходить небольшое изменение валового состава породы или он останется постоянным. Магматические эманации в этом случае только увеличивают молекулярную подвижность растворов, заполняющих промежутки породы и таким образом облегчают изменение минералов. Но в других случаях происходит положительный привнос магматических веществ в породу, причем ее состав изменяется. Этот тип изменения известен под именем *метаморфизма с приносом (аддитивный)* или *пневматолитического метаморфизма* и *инъекционного метаморфизма*; когда же происходит более значительное прибавление магматических веществ, которые соединяется с некоторым избытком материала в метаморфизируемой породе, инъекционный метаморфизм незаметно переходит в метаморфическую фазу, свойственную более значительным глубинам; в этой фазе сама изверженная магма или ее остаточная жидкость инъецирована как особые тела вдоль плоскостей слоистости или между тонкими слоями породы, подвергающейся воздействию (*lit-par-lit* инъекция, сложный метаморфизм или полиметаморфизм). В этом случае, однако, и давление может быть важным фактором.

2. *Преобладание ориентированного давления.* Естественное давление в общем разложимо на гидростатическое давление и стресс, при чем последнее действует в определенном направлении. Стресс в совместном действии с теплотой является главным фактором метаморфизма. При небольшом нагреве или при его отсутствии ориентированное давление производит раздробление и грануляцию, благодаря усиленному движению масс породы друг по другу. Это действие должно быть более или менее поверхностным, так как с глубиной теплота становится все более и более сильно действующим фактором, с обычным размягчением пород и возрастающей активностью растворов, ведущим в конце концов к метаморфизму, посредством перекристаллизации. Действие одного ориентированного давления ведет к механическому раздроблению пород (катаклазу) с образованием небольшого числа новых минералов исключительно вдоль плоскостей интенсивного механического раздробления и с обычным образованием параллельно-полосчатых структур. Вдоль плоскостей внутреннего движения может развиваться местами теплота трения достаточной интенсивности, чтобы вызвать спекание или даже расплавление прилегающих частиц (*trapshotten gneiss, flinty crush rock, псевдотахилит*, стр. 276). Метаморфизм, который получается в результате доминирующего действия одностороннего давления можно назвать *катаклическим метаморфизмом*.

3. *Ориентированное давление и теплота.* Комбинация ориен-

тированного давления и теплоты, действующих на некоторой глубине в земной коре, является одной из мощных причин метаморфизма. Это приводит к более или менее полной перекристаллизации пород, связанной с образованием новых структур. При этих условиях ориентированное давление понижает точку плавления минералов в некоторых местах и в определенные моменты и таким образом облегчает диффузию и перекристаллизацию материала. Главное направление давления и движения является тангенциальным по отношению к земной поверхности. Этот род метаморфизма может быть назван *динамическим* или лучше *динамо-термальным метаморфизмом*. Термин динамический метаморфизм Дэли¹ определяет как метаморфизм, который проявляется в породах вследствие их деформации, при чем движения земной коры относятся к типу орогенических. Этот род метаморфизма может включать катакlastический метаморфизм, как он определен выше. Динамо-термальный метаморфизм происходит обычно в складчато-горных районах (орогенических), при чем образуются такие типичные метаморфические породы, как сланцы и гнейсы.

Термин *метаморфизм нагрузки* (load-metamorphism) введен Мильхом² для определения метаморфизма, обязанного главным образом вертикально действующему одностороннему давлению вышележащих пород при содействии высокой температуры, соответствующей той глубине, на которой он происходил, и при помощи химических агентов.

Статический метаморфизм (Дэли) является противоположным динамическому метаморфизму и определяется, как фаза регионального метаморфизма, которая не вызвана орогенической деформацией³. Этот термин является почти синонимом метаморфизма нагрузки. Дэли подразделяет его на *статогидральный метаморфизм*, образующийся при низкой температуре и в присутствии воды и включающий в себя такие процессы, как окаменение и цементацию, и *статотермальный метаморфизм*, который является собственно синонимом термина метаморфизма нагрузки, заключающего в себе действие вертикального одностороннего давления и высокую температуру.

4. *Равностороннее гидростатическое давление и теплота*. Такое соединение этих двух факторов является преобладающим условием метаморфизма на глубинах, где ориентированное давление уменьшается и в конце концов прекращается вследствие увеличивающейся пластичности пород. Завершившиеся мине-

¹ Op. cit., p. 397.

² Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 9, 1894, p. 121.

³ Op. cit., p. 398.

ралогические превращения не всегда сопутствуются новыми структурами. Возникают такие минералы, при образовании которых вещество горной породы наилучшим образом приспособляется к уменьшению объема; они кристаллизуются одновременно в равномернозернистый агрегат, давая метаморфические типы, известные под названием гранулитов. Значительная глубина, равностороннее давление и высокая температура делают термин *плутонический метаморфизм* подходящим названием для этого типа изменения.

Некоторые геологи делали большое различие между *местным метаморфизмом* и *региональным метаморфизмом*. Первый из них генетически связан, а последний не связан или связан случайно с извержением магмы. Если, однако, как говорит Харкер, рассматривать метаморфизм как определенную проблему, т. е. проблему преобразования масс горных пород при различных условиях температуры и давления, то вышеупомянутое различие делается нереальным и не имеет практического значения.

Глубинные зоны и метаморфизм. Метаморфизм обязан одновременному действию трех различных факторов: теплоты, ориентированного давления и равностороннего давления, при постоянной активности заключенных в промежутках между зернами породы растворов, как среды, благоприятствующей минералогическим изменениям. Температура и равностороннее давление увеличиваются с глубиной в земной коре, ориентированное давление, однако, увеличивается с глубиной только до некоторого предела, а затем уменьшается до нуля. На этом основании были установлены зоны метаморфизма в связи с возрастающей глубиной. Таким образом, Ван-Хайз¹ различал *катаморфическую зону*, в общем близкую к поверхности земли, как такую область, в которой происходят разрушительные изменения с распадением сложных минералов в более простые формы; это лучше всего представлено в областях выветривания, где происходят изменения путем разрушения и разложения. Ниже зоны катаморфизма лежит зона *анаморфизма*, в которой происходят созидательные изменения, приводящие к образованию сложных минералов из более простых химических типов. Изменение последнего рода является типичным метаморфическим процессом, но выветривание, цементацию и другие подобные процессы, только немногие геологи, следуя за Ван-Хайзом, рассматривают как метаморфизм. Зоны катаморфизма и аноморфизма резко не отделены один от другого; напротив они взаимно проникают друг в друга в широкой полосе,

¹ Treatise on Metamorphism, 1904, pp. 159 et seq.

особенно по соседству с изверженными массами, и этот факт привел Лиса и Мада (Leith and Mead)¹ к новому переопределению терминов без всякого отношения к глубине.

Бекке употреблял приставки к а т а - и а н а - в совершенно противоположных значениях, чем Ван-Хайз, а для области, находящейся ниже зон выветривания и цементации, Грубенман² различал три зоны, наиболее верхнюю или э п и з о н у, промежуточную или м е з о з о н у и самую нижнюю к а т а - з о н у метаморфизма, особенности которых указаны в таблице (стр. 249).

Хотя эпизона является наиболее близкой к поверхности землей, катазона — наиболее удаленной, а мезозона — промежуточной, про эти зоны нельзя сказать, чтобы они были резко разграничены одна от другой или имели бы какое-нибудь прямое отношение к глубине. Характер зон определяется местными физико-химическими условиями, которые могут быть различны на глубине в различных местах.

Фаии и степени метаморфизма. Минералогический состав метаморфической породы представляет результат действия двух факторов, а именно, условий давления и температуры, при которых они образовались, и химического состава первоначальной породы. Зоны Грубенмана представляют грубую попытку разграничить условия температуры и давления и соответственно классифицировать породы, но в них нет достаточных подразделений для выражения громадного разнообразия метаморфических типов. Эскола³ дополнил понятие о зоне понятием о *метаморфической фации*. Метаморфическая фация представляет группу пород разнообразного химического состава, характеризующуюся определенным рядом минералов, которые достигли приблизительного равновесия при данных условиях температуры и давления. Эскола уже различал следующие фации среди тех многих, которые еще ждут выделения и описания. Фация роговиков, санидинитовая фация, фация зеленых сланцев, амфиболитовая фация и эклогитовая фация.

К идее о фациях, которая касается совокупности типов пород, Тиллей (Tilley) присоединил идею о *степени*, которая отмечает стадию или степень метаморфизма, которой достигли породы⁴. Например, фация зеленых сланцев представляет тип низкой степени метаморфизма, а эклогитовая фация — высокой степени метаморфизма. Про породы, принадлежащие к одной и той же фации, можно сказать, что они представляют одну и ту

¹ Metamorphic Geology, 1915, p. 19.

² Die kristallinen Schiefer, I, 1904, S. 55; II, 1907, S. 172.

³ Norsk. Geol. Tidsskr., 6, 1920, pp. 143 — 194.

⁴ Geol. Mag., 61, 1924, pp. 167 — 171.

Зоны	Температура	Равностороннее давление	Ориентированное давление	Род метаморфизма	Образующиеся минералы	Породы
Эпизона	От низкой до средней.	Малое.	Часто сильное, иногда отсутствует.	Катакластический до динамо-термального.	Стресс-минералы (стр. 257). Гидроксилсодержащие минералы обычны.	Филлиты, серицит-талловые, эпидотовые, хлоритовые, глаукофановые сланцы. Кварцевые сланцы, сланцеватые песчаники и пр.
Мезозона	Значительная.	Значительное.	Большой частью сильное.	Динамо-термальный метаморфизм нагрузки.	Преобладают стресс-минералы.	Слюдяные сланцы; гранато-сланцевые сланцы, ставролитовые, роговообманковые сланцы. Слюдяные и роговообманковые гнейсы.
Катазона	Высокая.	Очень большое.	Слабое или отсутствует.	Статический метаморфизм или метаморфизм нагрузки. Плутонический метаморфизм.	Антистресс-минералы преобладают (стр. 254).	Грубые биотитовые, пироксеновые, силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы. Гранулиты, эклогиты и пр.

же степени метаморфизма. Таким образом, в фации зеленых сланцев хлорито-кварцево-мусковитый сланец является *равно-степенным (изоградичным)* с зеленым сланцем, составленным из хлорита, эпидота и альбита. Последняя порода является более восприимчивой к изменениям температуры и давления, чем первая, и при установлении фации предпочтительнее пользоваться породами этого типа. Хлорито-кварцево-мусковитовый сланец остается устойчивым в значительных пределах изменений температуры и давления и может принадлежать более чем к одной фации. Подбирая какой-нибудь один тип состава породы, предпочтительнее более чувствительный тип, можно составить карту площади прогрессивно изменяющегося метаморфизма, как, например, в части Шотландского высокогорья, выделив на ней разные степени.

Так, Барроу (Barrow)¹ удалось разделить юго-восточное Шотландское высокогорье на зоны по увеличивающейся степени метаморфизма, которые характеризуются выявлением некоторых показательных минералов: хлорита, биотита, граната, ставролита, кшанита и силлиманита, в породах глинистого состава. Поэтому мы можем говорить об изограде хлорита, об изограде биотита и т. д., определяя изограду как линию, соединяющую точки, в которых породы подверглись метаморфизму при одних и тех же условиях температуры и давления. Изограда должна быть пересечением наклонной изоградической поверхности с поверхностью земли. Зональность, по этому принципу, была выявлена с большой детальностью Е. Б. Бейли (Bailey)² и К. Е. Тиллей (C. E. Tilley)³ в юго-западном Шотландском высокогорье. Общая идея о фации и степени указывает путь к возможной классификации метаморфических пород.

ГЛАВА XVI.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ, ПРОЦЕССЫ И СТРУКТУРЫ.

Влияние первоначального состава. Минеральные превращения, которые происходят при метаморфизме, зависят, во-первых, от состава первоначальной породы и затем от типа метаморфизма, которому она была подвергнута.

Если материал не поступает со стороны, то не происходит существенного изменения в химическом составе породы во время

¹ Proc. Geol. Assoc., 23, 1902, p. 268.

² Geol. Mag., 60, 1923, p. 317.

³ Quart. Journ. Geol. Soc., 81, pt. 2, 1925, pp. 100 — 102.

метаморфизма, за исключением, может быть, частичной потери воды и уголекислоты. *Глинистый сланец*, состоящий из кварца, белой слюды, хлорита, водных силикатов, алюминия и аморфных окисей железа, преобразуется при контактном метаморфизме в *роговик*, состоящий из кварца, андалузита, кордиерита, биотита и полевого шпата, а при динамическом метаморфизме, в *гранатовый слюдяной сланец*, состоящий из кварца, мусковита, биотита и граната. Но валовой состав этих трех типов остается по существу тождественным. Смесь минералов глинистых сланцев не является устойчивой при метаморфических условиях, и минералы взаимодействуют один с другим в среде, пропитывающей горную породу, так что образуется влажность и минеральные ассоциации, которые ближе к равновесию при новых условиях температуры и давления.

Рассматривая метаморфизм с точки зрения первоначального состава, необходимо отметить только четыре различных типа первоначальных пород. Каждая группа, хотя она состоит из пород разного происхождения, имеет существенно один и тот же минералогический и химический состав и реагирует на метаморфизм определенным образом.

1. Глинистые породы.

2. Песчанистые породы, кислые изверженные породы и туфы, кислые сланцы и гнейсы.

3. Известняки и другие карбонатные породы.

4. Промежуточные и основные изверженные породы и их туфы.

В глинистых породах, состоящих преимущественно из продуктов тончайшего разложения кристаллических пород и частично из неразложившейся горной муки, компоненты находятся в приблизительном равновесии при обыкновенных поверхностных условиях низкой температуры и давления. Таким образом, при метаморфизме последовательные реакции, вызванные возрастающей температурой и давлением, происходят нормально и равномерно. Поэтому, эти породы дают хорошо выраженную серию постепенных изменений и являются наиболее подходящими для установления последовательных зон метаморфизма. С другой стороны, породы второго класса, которые состоят преимущественно из кварца и полевых шпатов, минералов, устойчивых в широких пределах условий температуры и давления, обнаруживают заметные изменения только при сильной степени метаморфизма.

Чисто кальциево-карбонатные породы тоже являются устойчивыми при метаморфических условиях и претерпевают небольшое изменение, за исключением перекристаллизации. Доломит распадается на кальцит и некоторые магнезиальные минералы. Не чистые известняковые и доломитовые осадочные

породы, как отметил Харкер, находятся, однако, в условиях неустойчивого равновесия и крайне легко дают новые минеральные комбинации, при изменении условий температуры и давления. Следовательно, такие реакции, раз начавшись, продолжают идти довольно быстро, в зависимости от количества нужной теплоты. Так как они происходят главным образом между карбонатами и кремнекислотой, то освобождается углекислота; освобожденная углекислота действует дальше как среда, облегчающая дальнейшие изменения. Кроме того, так как эти реакции идут при сравнительно низких температурах, то дают ключ к объяснению мелкозернистости, которая характерна для многих известково-силикатных пород. Часто наблюдаются резкие переходы в участках между измененной и неизменной породой, которые имеются там, где приток теплоты был недостаточным, чтобы начались реакции.

Главные минералы основных изверженных пород, известково-натровые плагиоклазы, пироксены, оливин и окислы железа, являются крайне восприимчивыми к метаморфическому изменению, и эти породы хорошо выражают действие прогрессивного метаморфизма.

Метаморфические реакции идут в твердом состоянии. Породы не расплавляются или не растворяются как целое, а только небольшая часть находится в растворе в данный момент. Другими словами, количество твердой фазы в метаморфизме всегда находится в подавляющем избытке над другой фазой, жидкой или газовой. Это имеет существенное влияние на структуру метаморфических пород, и диффузия вещества с вытекающим из этого смешением различного материала должна быть крайне ограничена. На это указывает частое сохранение слоистости и других текстур осадочной породы в метаморфических породах¹, а также нахождение хорошо сохранившихся ископаемых в совершенно перекристаллизованных породах (Альпы, Норвегия и пр.).

Благодаря условиям перекристаллизации в твердом состоянии, установление равновесия в метаморфических породах далеко не полное и происходит обыкновенно менее быстро, чем в свободноподвижной магматической жидкости. Здесь имеется заметное явление запаздывания превращения: некоторые минералы продолжают оставаться в области температуры и давления, в которой нормально они должны бы измениться в другую форму или реагировать с другими, образуя новые минералы. Остатки первоначальных минералов, которые избежали реак-

¹ Geology of Ben Wives, Carn. Chuinneag, etc. Mem. Geol. Survey Scotland, 1912, pp. 75, 78.

ции в новых условиях или были окружены оболочкой продуктов реакций, известны под названием *реликтов*. Таким образом, в переходе габбро к эклогиту (стр. 304) некоторое количество первоначального диаллага может избежать изменения в омфациит или гранат и может остаться как реликтовый минерал. Неполные реакции гораздо чаще имеют место в метаморфизме, характеризующемся ассоциациями минералов высокой степени метаморфизма, т. е. состоящими из минералов сложного химического состава (многие изверженные породы, гнейсы и пр.), чем в метаморфизме, характеризующемся ассоциациями минералов низкой степени метаморфизма, состоящей из простых минералов и таких продуктов выветривания, как глины.

Обратный переход является еще более трудным. Метаморфизм вызывает ассоциацию минералов, свойственных сильной степени его проявления при высокой температуре, а при охлаждении задерживающийся эффект так велик, что эти минералы совершенно не вступают в реакцию при получающихся новых условиях температуры и давления. Таким образом, как указал Харкер, мы имеем возможность изучить высокометаморфические породы вообще¹. Тем не менее, если протекло достаточно времени, появляются регрессивные изменения. Если орогеническими движениями кристаллические сланцы перемещены из области плутонического метаморфизма в область мезо- или эпиметаморфизма, то с течением времени минеральный состав и структурные особенности могут приспособиться к новой обстановке. Бекке показал, что некоторые из филлитов и мелкозернистых слюдистых сланцев в Альпах образовались из гнейсов глубоких зон земной коры. Этот процесс называется *регрессивным метаморфизмом*.

Влияние тепла и равностороннего давления. Тепло и равностороннее давление являются господствующими факторами в термальном и контактовом метаморфизме, а также в плутоническом метаморфизме; однако бывает, что ориентированное давление совершенно отсутствует. Влияние тепла на минералы выражено общим законом Ван-Гоффа, согласно которому при постоянном объеме повышение температуры производит смещение равновесия в направлении поглощения тепла, т. е. при этом будут возникать те минералы, которые образуются с поглощением тепла. Тепло также способствует удалению летучих компонентов и увеличивает объем.

С другой стороны, действие равностороннего давления благоприятствует образованию минералов небольшого удельного объема и высокой плотности, появляющихся по закону Ле-Шателье

¹ Op. cit. p. LXVIII.

(Le Chatelier), заключающемся в том, что если в химической системе поддерживается температура, то давление будет смещать равновесие в направлении уменьшения объема и в метаморфизме вызываются реакции, которые благоприятствуют образованию минералов с большой плотностью. Ориентированное давление действует таким же образом в отношении уменьшения объема, хотя оно благоприятствует образованию совсем других минералов.

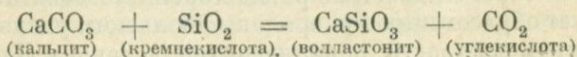
Минералы, образованию которых благоприятствует равно-стороннее давление и которые также хорошо известны как продукты термального и контактового метаморфизма, были названы Харкером¹ *антистрессовыми* минералами. Эти минералы, заключающие в себе анортит, калиевый полевой шпат, авгит, гиперстен, оливин, андалузит, силлиманит, кордиерит и шпинель, являются неустойчивыми в присутствии одностороннего давления (стресс).

Связь между повышением температуры и давлением в метаморфизме может быть проще всего выражена при помощи диаграммы давления и температуры, предложенной Гольдшмидтом², в которой абсцисса обозначает давление, а ордината — температуру (рис. 65).

За высшую границу метаморфизма принята температура плавления большинства пород; она указана прерывистой линией, начиная от 1500°C и слегка повышаясь при высоком давлении, так как давление повышает точки плавления минералов. Ветривание и цементация происходят внутри узких пределов температуры и давления близ начала координат. На диаграмме схематично указаны области температуры и давления, характерные для эпи-, мезо- и катазон метаморфизма, а также и области катакластического динамо-термального, термального контактового и плутонического метаморфизма.

Условия равновесия пород, компонентами которых являются карбонат кальция и кремнезем, представлены кривой CS. Метаморфизм существенной серии осадочных отложений, начиная от чистых известняков на одном конце, через разные смеси кремнистых известняков и известковистых песчаников и кончая чистыми песчаниками, может быть кратко охарактеризован таким образом.

С повышением температуры карбонат кальция и кремнезем реагируют согласно следующему уравнению:



¹ Op. cit., p. LXXVII.

² V. M. Goldschmidt. Op. cit., p. 6.

Эта реакция обратима, и кривая показывает, что теплота и давление действуют в противоположных направлениях. Увеличение температуры заставляет реакцию идти слева направо; увеличение давления, однако, меняет направление реакции в обратную сторону. При условиях температуры и давления, указанных точками ниже кривой, кальцит и кремнезем могут существовать вместе, а в условиях выше кривой они соединяются и образуют волластонит. Реакция зависит от выделения

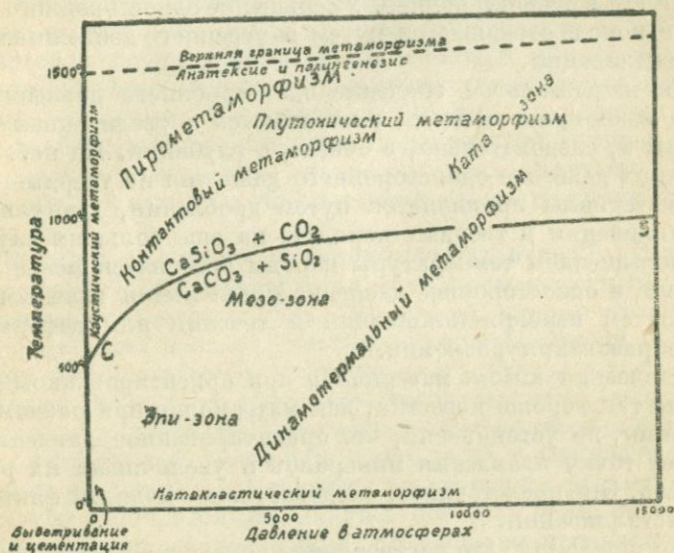


Рис. 65. Диаграмма соотношений температуры и давления, при метаморфизме.

Диаграмма показывает области разнообразных родов метаморфизма и поля устойчивости кальцита + кремнезема и волластонита (см. стр. 254).

углекислоты из кальцита, и кривая проходит через точки, в которых давление при каждой данной температуре является как раз недостаточным, чтобы предотвратить потерю этого компонента. Кривая делается более пологой по отношению к оси давления, показывая, таким образом, что поднятие температуры на несколько градусов оказывает гораздо более сильное действие, чем увеличение давления, которое действует в обратном направлении.

Другие превращения минералов можно бы рассмотреть таким же образом, если бы имелись все соответствующие необходимые данные. Хотя еще многих данных не хватает, однако,

поля устойчивости многих минералов и минеральных ассоциаций теперь приблизительно известны.

Влияние ориентированного давления. Ориентированное или одностороннее давление (стресс) является господствующим фактором в эпи- и мезозонах метаморфизма и главным образом принимает участие к катакластическом метаморфизме и динамо-термальном метаморфизме. Напряжение при одностороннем давлении является неустойчивым состоянием, и всегда существует тенденция для выравнивания этого давления и превращения его в равностороннее. Уменьшение одностороннего давления в породе совершается путем внутреннего движения и перекристаллизации.

Как максимальное значение одностороннего давления, так и его возможные пределы уменьшаются с увеличением температуры и, следовательно, в общем, с глубиной. На небольших глубинах действие одностороннего давления на твердые, хрупкие материалы проявляется путем дробления, грануляции и раздавливания в твердых породах, на еще больших глубинах и с повышением температуры породы становятся менее устойчивыми, и одностороннее давление проявляется главным образом путем перекристаллизации и течения или деформацией без образования разломов.

Физическая химия материалов при ориентированном давлении не так хорошо известна, как материалов при равномерном давлении, но установлено, что ориентированное давление понижает точку плавления минералов и увеличивает их растворимость. Это представляет, следовательно, мощный фактор перекристаллизации.

Принцип Рикке, что растворение происходит в точке наибольшего давления в кристалле с сопутствующим отложением в точке наименьшего давления, имеет большое значение при суждении о происхождении параллельной, сланцеватой и листоватой структур в метаморфических породах. Кристаллы при неравномерном давлении будут, в общем, расти в направлении, перпендикулярном к направлению наибольшего давления, с образованием удлинённых форм, ориентированных параллельно в направлении наименьшего давления. При ориентированном давлении должно происходить местное расплавление и растворение, но так как одностороннее давление может только воздействовать на твердую фазу, то небольшие количества образовавшейся жидкости не подвергаются действию одностороннего давления и вновь затвердевают в форме, которая будет устойчивой при этих условиях. Продуктами растворения часто являются новые минералы, и по мере того, как процесс идет, порода в конце концов достигает такого минераль-

ного состава и структуры, которые дальше одностороннее давление неспособно изменить.

Ориентировка в давлении стремится вызвать механические перемещения в породе путем вращения лейстовидных или призматических кристаллов (кливаж сланцев), частью пластическим течением или деформациями, которые происходят главным образом благодаря движениям по спайностям и плоскостям скольжения в минералах. В общем минералы будут ориентированы перпендикулярно к направлению наибольшего давления. Таким образом ориентированное давление является главной причиной параллельных структур и текстур, которые так характерны для метаморфических пород вообще. Раздробляющее ориентированное давление благоприятствует образованию минералов слюдистой группы — серицита, мусковита и хлорита, из полевых шпатов — альбита, минералов эпидото-цоизитовой группы, амфиболов, вместе с кианитом, ставролитом, хлоритоидом и тальком, и все они поэтому объединяются вместе в группу *стресс-минералов*.

Текстуры и структуры метаморфических пород¹. Различие между структурой и текстурой остается тем же самым, как и в изверженных породах (стр. 39), но их труднее отличить в метаморфических породах, так как различные структуры могут взаимно переплетаться и остаточные структуры первоначальных пород могут быть сохранены среди структур, возникших при перекристаллизации. Структуры метаморфических пород зависят от формы минералов и их типов роста и взаимного расположения, их текстуры зависят от соотношения разных структур внутри одной и той же единицы породы и часто обуславливаются направляющими силами, обязанными неравномерному давлению.

Формы метаморфических минералов. Многие минералы имеют естественные продолговатые или плоские формы роста и обладают одной или более хорошими спайностями, параллельными направлению вытянутости. Некоторые из этих минералов, как слюды, хлорит, тальк и роговая обманка, благоприятствуют метаморфическим процессам. Лис и Мэд (Leith a. Mead) пытались показать, что породы, богатые этими минералами, имеют склонность образовываться путем метаморфизма некоторых типов осадочных и изверженных пород, и что фактически происходит действительное изменение состава с тенденцией к выделению таких составных частей, которые не являются необходимыми для образования типичных метаморфических ми-

¹ Holmes. Petrographic Methods and Calculation, 1924, pp. 372—383; L. Milch. Op., cit. pp. 310—315; Grubenmann and Niggli. Op. cit. pp. 413—477; Becke. Op. cit.

нералов¹. Чешуйчатые волокнистые формы минералов являются наиболее приспособленными к физической обстановке, вызванной метаморфизмом.

Слюды вместе с хлоритом и тальком имеют чешуйчатый или пластинчатый кристаллический облик, будучи хорошо развиты в двух направлениях и только слабо в третьем. Отношение между длиной и толщиной в слюдяных чешуйках (показатель удлинения) грубо указывает на интенсивность перекристаллизации. Так, Треман показал, что в биотите гранитов показатель

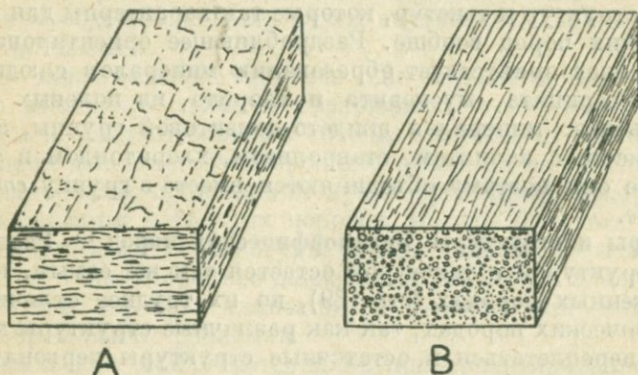


Рис. 66. Слоистые структуры.

Диаграммы показывают пластинчатую и линейную сланцеватость.

А — *пластинчатая сланцеватость*, обязанная преобладанию слюд или хлорита.

В — *линейная сланцеватость*, обязанная преобладанию амфиболов (см. стр. 259). По Grubenmann-Niggli.

удлинения в среднем достигает 1,5, в гнейсовидных гранитах — 2,5, в контактово-метаморфических биотитовых сланцах — 5, а в динамометаморфических сланцах — от 6 до 7.

Кристаллы вообще лежат в направлении, перпендикулярном направлению наибольшего давления, и так как их плоскости спайности параллельны к этой поверхности, то обилие слюдистых минералов вызывает развитие сланцеватой структуры (стр. 262), и плоскости легкого раскола будут встречаться в том же самом направлении. Слюды и родственные минералы дают плоский, пластинчатый или ровный тип слоистости (фиг. 66 А).

С другой стороны, роговые обманки представляют собою призматические, волокнистые или столбчатые кристаллы с

¹ Metamorphic Geology, 1915, pp. 200 — 205.

сильным развитием в одном направлении. Показатель удлинения для роговой обманки в изверженных породах около 2,5, в роговообманковых сланцах около 5. Призмы вообще расположены подобно пачкам карандашей параллельно направлению наименьшего давления. В разрезах, перпендикулярных к направлению удлинения, роговообманковый сланец будет давать равномерно зернистую структуру, а в другом направлении структура будет волокнистой или линейной. Большое присутствие роговой обманки или других столбчатых минералов таким образом ведет к линейному типу слоистости (рис. 66 В).

Большинство других минералов, встречающихся в метаморфических породах, как кварц, полевые шпаты, гранаты, пироксены и кальцит, имеют в общем форму, развитую одинаково во всех направлениях. Они стремятся, тем не менее, быть несколько продолговатыми в сланцах динамотермального происхождения, где удлинение обязано пластическому течению или перекристаллизации, согласно принципу Рикке. Следовательно, в этом случае появляется гнейсовая текстура (стр. 263), которая зависит от параллелизма уплощенных чечевицеобразных минералов (рис. 68 С). С другой стороны, эти минералы остаются изометричными при контактовом или плутоническом метаморфизме, и при метаморфизме возникают зернистые структуры в породах, состоящих преимущественно из этих минералов.

Рост и взаимные отношения минералов в метаморфических породах. Так как рост кристаллов в метаморфических породах происходит фактически в твердой среде, то структурные особенности резко отличаются от тех, которые получаются при кристаллизации в магматическом расплаве, при сравнительно свободных условиях роста. Слог *бласто* (от греческого *blastos* — росток) употреблялся Бекке или как суффикс или как приставка в номенклатуре метаморфических структур и текстур, чтобы отличить их от внешне сходных изверженных структур. Во многих метаморфических породах рост всех минералов происходит почти одновременно, поэтому настоящего порядка кристаллизации здесь нет, и отдельные минералы стремятся захватить один другой. Смешанные и зональные кристаллы редко попадают в метаморфических породах.

Структуры, которые обязаны своим происхождением преимущественно перекристаллизации, называются *кристаллобластическими*, но где первоначальные минералы и структуры еще образуют составную часть породы, употребляется общий термин *палимпсестовая текстура*¹. Вообще свойственные минералу

¹ Палимпсест — частично подчищенная рукопись, употребляемая для последующего письма.

кристаллографические грани редко развиваются у перекристаллизованных метаморфических минералов, и их можно называть *ксенобластическими* кристаллами. Немногие минералы, однако, которые обладают большой кристаллизационной силой, способны проявить свою собственную кристаллическую форму, несмотря на сопротивление твердой среды и их называют *идиобластическими*. Бекке нашел возможным дать кристаллобластический ряд, в котором метаморфические минералы расположены в порядке уменьшающейся способности образовывать хорошо ограненные кристаллы. Так, магнетит, сфен, гранат, андалузит, ставролит и кианит часто образуют хорошие идиобластические кристаллы; эпидот, цоизит, амфиболы и пироксены следуют за ними по порядку; затем идут слюды, хлорит и карбонаты и, наконец, кварц и полевые шпаты, которые редко, пожалуй даже никогда, не образуют хорошо ограненных кристаллов.

Лис и Мэд¹ думают, что ксенобластические кристаллы, особенно те, которые обладают чешуйчатыми или удлинненными формами, получаются во время фаз движения при образовании метаморфических пород, так как этого требуют условия неравномерного давления и, что идиобластические кристаллы образуются в более позднюю статическую фазу, так как они часто растут совершенно независимо от слоистости. Таким образом, с их точки зрения, в метаморфических породах имеется порядок кристаллизации, а именно: сначала ксенобластические кристаллы, а затем идиобластические.

Для структур, образованных при перекристаллизации (кристаллобластические структуры), слог *бласт* употребляется как суффикс. Таким образом, когда идиобласты образуют большие кристаллы, расположенные в мелкозернистой основной массе, подобно фенокристаллам порфировой изверженной породы, для обозначения структуры употребляется термин *порфиробластическая*. Термин *гранобластическая* обозначает структуру перекристаллизованных пород, в которых главные ее составные части представляют зерна или они изометричны. Для палимпсестовых текстур² слог *бласто* употребляется как приставка. Когда можно распознать остатки первоначальных порфировых и офитовых структур, то употребляются соответственно термины *бластопорфировые* и *бластоофитовые*. Когда текстура сложена из различных обломков различных типов осадочных пород, то употребляются термины *бластопсефитовый*, *бластопсаммитовый*.

¹ Metamorphic Geology, 1915, p. 187.

² Здесь необходимо употреблять термин текстура, так как в данном случае здесь имеются налицо совместно две или несколько структур.

вый и *бластопелитовый* для соответственно метаморфизованных конгломератов и брекчий песчаных и глинистых пород.

Текстуры метаморфических пород. Холмс предложил удобную группировку метаморфических текстур: катакластические, пятнистые, сланцеватые, зернистые и гнейсовые. Катакластические текстуры, как указывает название, представляют собой текстуры раздробленных и изломанных пород, образовавшихся под действием раздробляющего одностороннего давления на твердые и хрупкие материалы в верхних зонах земной коры при условиях, которые способствуют образованию только небольшого числа новых минералов (рис. 67 А, 69). В мягких породах, подобно сланцам и туфам, развивается сланцеватость, а более твердые мелко раздробляются и наконец истираются в каменную муку с образованием сначала брекчий трения, а в более поздние стадии милонита (стр. 274). Более устойчивые минералы (напр.,

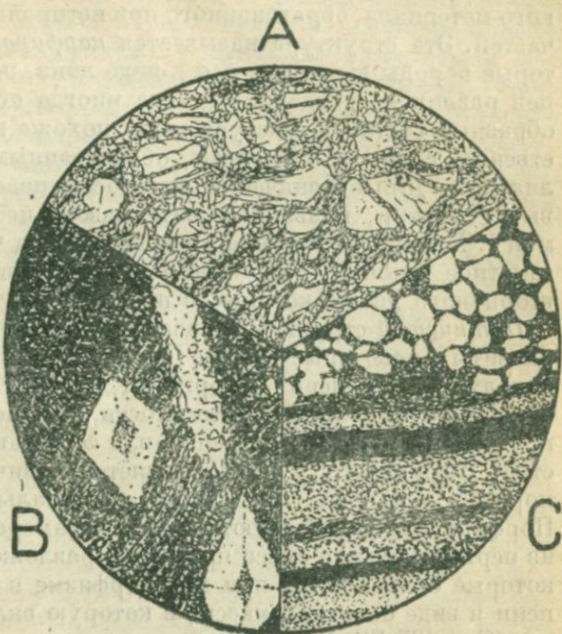


Рис. 67. Текстуры метаморфических пород.
А — Катакластическая текстура. Катаклазит. Абиско (Abisko), Шведская Лапландия. Обязана своим происхождением раздавливанию кварцита. Новые минералы представлены немногими пучками хлорита.
В — Пятнистая текстура. Хиастолитовый сланец. Гефри (Gefrees), Бавария. Видны порфиробласты хиастолита в тонкозернистой основной массе, в которой развивается сланцеватость вследствие напряжения.
С — Палимпсестовая текстура. Гранатовый биотитовый роговик из контактовой зоны гранито-гнейса в Кари Чеминг, Росшир. Видна перемежаемость сохранившихся песчаных и глинистых осадков, хотя порода целиком ороговикована с образованием мусковита и биотита. Эта порода представляет первоначальный материал гнейса Мойна (Moine Gneiss). По микрофотографии из Geology of Ben Wyvis, Carn Chuinneag, etc., 1912.

порфиновые полевые шпаты) или обломки пород (как, например, в конгломерате) могут быть менее истерты и могут выдаваться в виде псевдопорфировых вкрапленников среди тонкого материала, образованного при истирании мягких составных частей. Эта структура называется *порфирокластической*. Некоторые породы вытягиваются в виде линз, полос и лент, претерпев различное раздавливание, а иногда обнаруживают разнообразный состав, и текстура тогда похожа на ту, которая свойственна сланцам и гнейсам, образованным при перекристаллизации. Для обозначения псевдосланцевых и псевдогнейсовых структур, вызванных катаклизмом, необходим новый термин¹. Минералы катакластических пород часто обнаруживают заметное влияние напряжения в виде волнистого погасания и вторичного двойникования в полевых шпатах и кальците.

Пятнистой структурой называется такая, в которой хорошо развиты некоторые более твердые минералы, например, андалузит, кордиерит, хлоритоид, отрелит, биотит и пр., или в которых появляется пятнистость, как результат зачаточной кристаллизации этих минералов, и сегрегации углистого вещества. Пятнистая структура является типичной для глинистых пород в условиях контактного и термального метаморфизма. Порфиробласты образуются при метаморфических процессах из первоначальной смеси продуктов разложения и горной муки, которые сохраняются при метаморфизме в незначительной степени в виде основной массы, в которую включены порфиробласты (фиг. 67 В). Для этих пятнистых пород имеются довольно удачные немецкие наименования: *Fleckschiefer* (пятнистые сланцы) с мельчайшими пятнами или крапинками, *Fruchtschiefer* (плодовые сланцы) с пятнами размера пшеничного зерна, *Garbenschiefer*, похожие на семена зонтичных растений или на снопики, и *Knotenschiefer* (узловатые сланцы) с пятнами больших размеров, состоящие из обособленных минералов, которые значительно выдаются в виде узлов. В условиях более интенсивного метаморфизма, благодаря продолжающейся перекристаллизации, эти пятнистые породы переходят в мелкозернистые гранобластические типы (роговики), в которых часто наблюдается в зачаточном состоянии полосчатость или листоватость. От этой разности, в которой пятнистый вид часто сохраняется, существуют переходы к настоящим зернистым, кристаллически-сланцеватым и гнейсовым текстурам.

Сланцеватая (кристаллически-сланцеватая) текстура образуется благодаря преобладанию в метаморфической породе че-

¹ Grubenmann-Niggli, Gesteinsmetamorphose, I, 1924, pp. 451, 454.

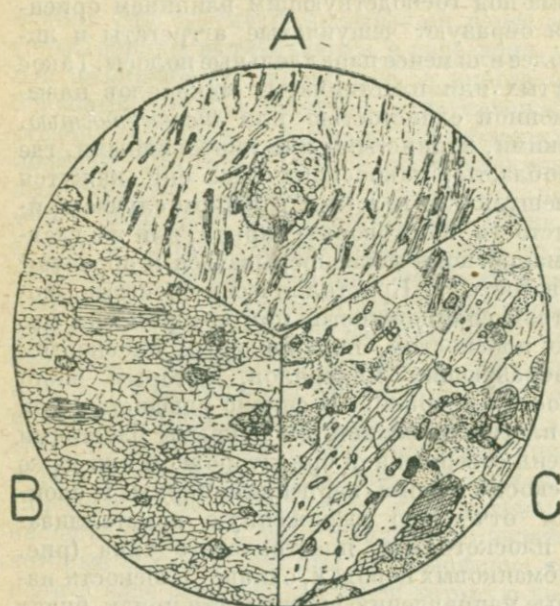
шуйчатых, пластинчатых, таблитчатых и вытянутых минералов, обладающих совершенной спайностью, например: слюда, хлорит, тальк и амфиболы, которые в условиях динамо-термального метаморфизма под господствующим влиянием ориентированного давления образуют чешуйчатые агрегаты и листочки, образующие более или менее параллельные полосы. Такое расположение вытянутых или пластинчатых минералов называется кристаллизационной слоистостью или *листоватостью*. Слои могут быть плоскими, волнистыми или линзовидными, где они огибает порфирообласты; макроскопически они кажутся сплошным войлоком чешуек или волокон; в данном случае кристаллизационная слоистость, как говорят, скрыта, или же главные минералы могут макроскопически прерываться и образуют прерывистую сланцеватость¹. Кристаллически-слоистые породы обладают свойством сланцеватости, при котором они могут раскалываться по плоскостям, параллельным плоскостям вытянутости породообразующих минералов, которым часто параллельны и спайности минералов. В сильно слюдистых или хлоритовых породах плоскости слоистости покрыты блестками слюды и хлорита с очень совершенной ориентировкой или даже совсем без нее, но плоскости излома, перпендикулярные к слоистости, обнаруживают отчетливо выраженную кристаллизационную слоистость плоского или пластинчатого типа (рис. 66 А, 68 А). В роговообманковых породах, однако, плоскости излома перпендикулярные направлению вытянутости призм, будут обнаруживать зернистую структуру, а параллельные ей плоскости излома будут обнаруживать вообще волокнистый или линейный тип кристаллизационной слоистости (рис. 66 В).

Зернистая текстура обязана преобладанию в метаморфической породе изометричных минералов, как, например, кварца, полевого шпата, пироксена, кальцита и пр. Минералы со спайностью и пластинчатые или волокнистые или совсем отсутствуют, или находятся в подчиненном количестве; следовательно, зернистые породы не обладают свойством сланцеватости. Типичной структурой является грубая гранобластическая, но может встречаться параллельно-полосчатая, ленточная или линзовидная текстуры вследствие перемежаемости участков различного минерального состава или с разнообразным размером зерен (рис. 68 В).

Гнейсовая текстура представляет собой сложную текстуру и обязана перемежаемости сланцеватых и зернистых полосок и линз, которые отличаются как по минеральному составу, так

¹ Скрытую или прерывистую кристаллизационную слоистость можно различить только микроскопически. Скрытая слоистость может иногда и не быть непрерывной в микроскопических шлифах.

и по структуре. Кристаллизационная слоистость прерывиста, и хотя гнейс может раскалываться по плоскостям сланцеватости, он колется так гораздо хуже, чем сланец, и обнаруживает го-



раздо более грубую поверхность раскола. Слюды и роговые обманки могут встречаться в виде отдельных более или менее непрерывных слоев или линз (рис. 68С), или в виде не связанных между собой чешуек и волокон, распределенных в параллельном положении в зернистой массе. В последнем случае получается полосчатый гнейс или гранулит (см. стр. 300). Очевидно, что могут встретиться все переходы между сланцеватыми, зернистыми и гнейсовыми текстурами.

Классификация и номенклатура метаморфических пород. При классификации метаморфических пород мы встречаемся с большими трудностями. Один и тот же первоначальный материал может

Рис. 68. Текстура метаморфических пород.

А — Слоистая текстура. Гранат содержащий слюдяной сланец (Beinn Achallader Perthshire). Видны гранат, мусковит и биотит в кварцевой основной массе. Структура определяется преобладанием слюдяных минералов. Увел. в 25 раз.
В — Зернистая текстура. Кянит-гранатовый гранулит. Рорсдорф, Саксония. Видны кянит (со спайностью) и гранат (высокий показатель преломления) в основной массе, состоящей преимущественно из кварца. Структура определяется преобладанием минералов одинакового размера. Параллелизм обязан горизонтальному расположению больших кварцевых зерен и перемежаемости их с полосами зерен, имеющих различные размеры. Увел. в 25 раз.

С — Гнейсовая текстура. Роговообманковый гнейс (Lewisian) Loch Glencoul, Sutherlandshire.

дать совершенно разные продукты при различного рода метаморфизме; с другой стороны, практически тождественные метаморфические породы могут быть образованы из совершенно различного первоначального материала.

Так, роговообманковые сланцы и амфиболиты могут образоваться путем метаморфизма из основных изверженных пород и туфов и из некоторых осадочных пород смешанного состава, а также при контактных воздействиях гранита на известковые отложения, когда этот процесс идет с прибавлением или взаимным обменом материала.

Факторами, которыми можно пользоваться для классификации, являются первоначальный состав, поскольку он может быть установлен, тип метаморфизма и степень интенсивности метаморфизма. Грубенман ¹ построил свою известную классификацию кристаллических сланцев на первоначальном составе и степени метаморфизма, при чем последний грубо выражен в тройном делении на эпи-, мезо- и катазоны.

Классификация по фациям, предложенная Эскола (см. стр. 248), является более разработанной попыткой в том же самом направлении. Однако, в этих классификациях, повидимому, приняты во внимание только те метаморфические породы, в которых наибольшую роль играла перекристаллизация. Такие важные классы метаморфических пород, как, например, классы, в которых преобладает катаклаз, и классы, в которых значительным фактором является привнос и взаимный обмен материалом, повидимому, остаются вне рассмотрения. Холмс предложил в виде опыта классификацию, в которой эти недостатки были в значительной мере исправлены ², а нижепомещенная классификация представляет расширение этого метода.

Во-первых, метаморфические породы можно классифицировать согласно тому, является ли только перекристаллизация главным фактором или имеется ясно выраженный привнос извне материала. Таким образом можно различать три главных группы:

I — породы, обязанные своим происхождением *механическим* процессам. Преимущественно механические действия (дробление, раскалывание и пр.) с минимальной перекристаллизацией.

II — породы, обязанные своим происхождением процессу *перекристаллизации* — роговики, сланцы, гранулиты и гнейсы. Не имеется значительного привноса материала.

III — породы, обязанные своим происхождением совместному действию *перекристаллизации* и явлениям *привноса*. Импрегнированные и сложные породы с прибавлением вещества выделений из изверженных масс и инъекции жидкого магматического материала.

¹ Die kristallinen Schiefer, 1910.

² Nomenclature of Petrology, 1920, pp. 280 — 281.

ГРУППА I—КАТАКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ.

С о с т а в	Рассланцованные	Раздробленные	Линзовидные	Милонитовые	Остеклованные или полосчатые
Глинистый	Сланец				Бухит Роговик истира- ния
Кварцево-полево- шпатовый	Кислый туфовый сланец. Порфиновый сла- нец ¹	Какирит Брекчия трения Конгломерат тре- ния	Конгломератовый гнейс. Волокнистый гра- нит. Очковый гранит (частью) Порфиرويد	Катаклазит Милонит Милонитовый сланец	Ультрамилонит Твердый сланец
Основные извер- женные породы	Основной туфо- вый сланец. Порфиритовый сланец ¹		Волокнистое габ- бро. Порфиритоид ¹		Роговообманко- вый сланец
Известковый и доломитовый	Известковый сла- нец		Известковый сла- нец	—	—

¹ Породы вставлены редактором. А. З.

ГРУППА II — КРИСТАЛЛОБЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ.

С о с т а в	Пятистые	Сланцеватые	Гнейсовые	Зернистые
Глинистый	Пятистые сланцы Хиастилитовый сланец Андалузитовый ро- говик Кордиеритовый ро- говик	Филлит Слюдяной сланец Гранатово-слюдя- ной сланец Кианитовый сланец Ставролитовый сланец	Пелитовый гнейс Парагнейс Силлиманитовый гнейс Кордиеритовый гнейс Гранатосодержащий гнейс	Кианитовый гранулит Лептит (частью) Кинцигит
Кварцево - полево- шпатовый	Кварцит (частью)	Кварцевый сланец Серицитовый сла- нец	Псефитовый гнейс Псаммитовый гнейс Ортогнейс Гранито-гнейс Очковый гнейс (частью)	Кварцит (частью) Гранулит Лептит Геллефлинта
Основные извер- женные породы	Пироксеновый ро- говик	Тальковый сланец Хлоритовый сланец Роговообманковый сланец Эпидотовый сланец	Роговообманковый гнейс Амфиболит Эпидотово-биотитовый гнейс Гранатово-биотитовый гнейс	Пироксеновый гранулит Гранатовый амфиболит (частью) Эклогит
Известковый и до- ломитовый	Мрамор (частью) Известковые крем- нистые роговики Известково-силика- товые роговики	Известковый сла- нец (частью)	Чиполлино Офикальцит Кристаллический извест- няк	Кристаллический извест- няк и мрамор (частью) Доломитовый мрамор Преацит и пенкатит Известково-силикатовые породы

ГРУППА Ш—ПОРОДЫ, ОБЯЗАННЫЕ СВОИМ ПРОИСХОЖДЕНИЕМ
ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ И ПРОЦЕССАМ ПРИВНОСА.

С о с т а в	Пятистые	Сланцеватые	Гнейсовые	Зернистые
Глинистый	Турмалиновый роговик Корнубианит Одинок Натровый роговик	Альбитовый сланец (частью) Кварцево-мусковитовый сланец ¹	Инъекционный гнейс Жилковатый гнейс Ли-пар-ли гнейс Сложный гнейс Мигматит Альбитовый гнейс (частью)	Мигматитовые гранулиты и лептиты
Кварцево - полево-шпатовый	Грейзен Кварцево-турмалиновые и кварцево-топазовые породы	Турмалиновый сланец		
Основные изверженные породы	Скарн (частью)	—	Скаполитовый гнейс Кордиеритово-антофиллитовый гнейс Роговообманковый гнейс (частью) Скарновый гнейс Амфиболит (частью) ¹	Основной гранулит (частью)
Известковый и доломитовый	Скарн ¹ Известково - силикатовый роговик (частью) Гранатовые породы Амфиболит (частью) ¹	—	Амфиболит (частью) ¹	Известково - микроклиново-пироксеновые породы (напр. Glen Tilt)

¹ Породы вставлены редактором. А. З.

Дальнейшее подразделение можно сделать на основании первоначального состава, для чего вообще достаточно четырех групп, перечисленных на стр. 251, хотя, может быть, заслуживают внимания и другие более второстепенные группы, как, например, латериты, железистые и углистые породы.

Во второй группе и в меньшей мере в третьей дальнейшее подразделение делается по структуре, которая грубо соответствует разнообразным типам метаморфизма; так, например, пятнистая текстура вызывается контактовым метаморфизмом, зернистая — термальным и плутоническим, сланцеватая — динамотермальным. Наконец, эти группы можно еще дальше подразделить согласно степени метаморфизма по принципу нахождения некоторых показательных минералов.

Не следует думать, что классификация, построенная по этим линиям, является во всем отчетливой. Должны встречаться различного рода переходы от одной группы к другой, и иногда бывает трудно отнести к определенной группе некоторые породы вследствие невозможности решить, в каком размере происходила перекристаллизация или процессы, связанные с приносом материала, или же определить природу первоначального материала.

Номенклатура метаморфических пород создавалась без определенного плана. Термины *сланец*, *гнейс* и *гранулит* прочно установились для пород с соответствующими текстурами, а название *роговик* широко употребляется для типичных продуктов контактного или термального метаморфизма, часто с пятнистой структурой. К этим терминам прибавляются прилагательные, указывающие на существенные особенности вещественного или минералогического состава и структуры, как, например, роговообманковый сланец, кордиеритовый гнейс, андалузитовый роговик, конгломератовый гнейс, пироксеновый гранулит, очковый гнейс и т. д. Употребление терминов псефитовый, псаммитовый и пелитовый уже было объяснено (стр. 260). Приставки *пара* и *орто* употреблялись Розенбушем для гнейсов, происходящих соответственно из осадочных и изверженных пород, отсюда термины *парагнейс* и *ортогнейс*¹. Эти приставки можно расширить с тем же значением для сланцев и гранулитов. Приставка *мета* широко употреблялась для пород с палимпсестовыми структурами, как, например, метагаббро, метабазальт и пр. Некоторые из метаморфических пород имеют окончание *ит*,

¹ Проф. Грегори, употреблял термин *метапирогеновый* (*metapyrigen*) гнейс для таких пород изверженного происхождения, у которых в результате метаморфических процессов появилась кристаллическая слоистость. «The Waldensian Gneisses in the Cottian Sequence», Q. J. G. S., 50, 1894, p. 266.

как филлит, эклогит, милонит и пр., тогда как другие названия, как, например, сланец, адинол, порфиرويد и пр., не подпадают ни под одну из этих категорий номенклатуры.

ГЛАВА XVII.

КАТАКЛАСТИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ И ЕГО ПРОДУКТЫ.

Общая характеристика катакластического метаморфизма¹. Катакластический метаморфизм происходит в условиях одностороннего давления при небольшой нагрузке и низкой температуре, производя в результате раздробление и грануляцию минералов и пород (катаклаз) с образованием новых минералов только в небольшом количестве, исключительно вдоль плоскостей значительного движения и в местах, где было местное повышение температуры. На больших глубинах земной коры и около мест изверженных интрузий, где температура становится содействующим фактором, катакластический метаморфизм постепенно переходит в динамотермальный.

Когда катаклаз действует на тела, состоящие из мелкозернистых пород, как на нечто целое, то идет образование *брекчий трения*, а при воздействии на отдельные минералы (в грубозернистых породах) образуются *микробрекции*, *волокнистые породы* и *милониты*. Простое дробление и грануляция дают в результате бесструктурные агрегаты, но когда имеется сильное боковое давление, как, например, вдоль плоскостей надвига, раздробленные минералы и обломки горной породы скатываются и размалываются, давая параллельные, линзообразные и полосчатые структуры.

Сопротивление минералов и пород давлению, а также их способность к разрывам и раздроблению являются очень разнообразными. В более глубоких частях земной коры, где породы претерпевают громадное гидростатическое давление и сильно нагреты, деформация всех минералов и пород происходит путем процессов пластического течения и перекристаллизации. На меньших глубинах такому же воздействию давления подвергаются только мягкие, более растворимые и менее хрупкие минералы и породы, а в твердых и более хрупких идут изменения путем разрыва и раздробления.

¹ Grubenmann - Niggli. Die Gesteinsmetamorphose, I, 1924, pp. 218 — 230; P. Quensel. Zur Kenntniss der Mylonitbildung. Bull. Geol. Inst. Uppsala, 15, 1916, pp. 91—116; R. Staub. Petr. Unter. im Westl. Berninagebirge. Viertelj. Zürich Naturf. Ges., 60, 1915, p. 162; P. Termier. Compt. Rend., Paris, 1914, t. 152, p. 1150.

Поэтому катаклаз проявляется гораздо значительнее в твердых, хрупких, стойких породах, как, например, в гранитах и песчаных отложениях, чем в таких мягких и химически более восприимчивых породах, как глинистых и известковистых отложениях и в основных изверженных породах. В условиях катакластического метаморфизма породы обладают различной восприимчивостью к нему и ведут себя по-разному; например, тонко-слоистые кварциты и сланцы в своих более твердых слоях дают складки, разрывы и раздробление, в то время как в более слабых сланцах происходит деформация с образованием сланцеватости, течения и перекристаллизации (рис. 69 А).

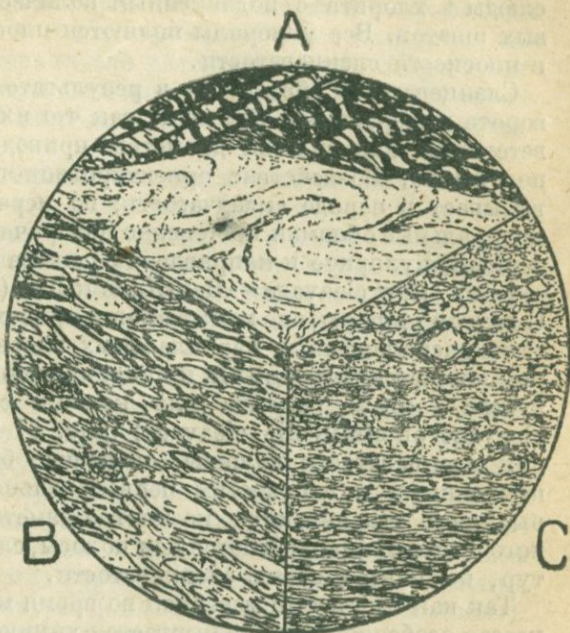


Рис. 69. Катакластические структуры.

А — *Перемежаемость* мелкозернистого кварцита и глинистого сланца. Рояль Бэй, Южная Георгия. Видны различные результаты ориентированного давления на два типа пород. Кварцит смят в резкие складки, тогда как в глинистом сланце развивается кливаж скольжения, приблизительно параллельно осям складок.

В — *Волокнистая* структура. Раздавленный песчаник New Fortune Bay, Южная Георгия. Виден грубозернистый песчаник, структура которого сделалась волокнистой. Линзообразные зерна кварца и небольшое количество полевого шпата расположены в смятой кварцево-полевошпатовой массе, в которой образовалось некоторое количество слюды.

С — *Милонит*. Абиско, Шведская Лапландия. Первоначальный сиенит был раздроблен и развальцован в пыль полосами. В полосах с большим количеством полевого шпата образовалось значительное количество слюды.

Сланцы и сланцеватость. Главным результатом действия катакластического метаморфизма на глинистые породы является образование *сланцев*, которые довольно легко раскалываются вдоль ровных, плоских, тесно расположенных поверхностей более слабой связности, обыкновенно раз-

вивающейся под некоторым углом к первоначальной слоистости. Сланцы состоят главным образом из мелких чешуек слюды и хлорита с подчиненным количеством кварца и полевых шпатов. Все минералы являются плоскими и вытянутыми в плоскости сланцеватости.

Сланцеватость образуется в результате сплющивания и поворота минеральных обломков, так что их наибольший и соответственно наименьший диаметры приводятся в параллельное положение. Воздействие ориентированного давления сначала вызывает в породе складчатость; по мере увеличения сжатия минеральные обломки постепенно поворачиваются в положение, перпендикулярное к направлению давления, вызывая кливаж течения [flow cleavage — Ван-Хайз и Лис (van-Hise and Leith)]. С другой стороны, оно может иногда происходить вдоль системы тесно расположенных параллельных плоскостей разрыва, которые являются наклонными к направлению давления. Так образуется кливаж разрыва или кливаж скольжения (fracture cleavage or strain-slip cleavage) (рис. 67 В, 69 А). Направления сланцеватости должны, очевидно, быть более или менее наклонными к плоскостям первоначальной слоистости, которые часто утрачиваются, но иногда заметны в виде полос разного цвета или наблюдаются как полосы, слегка различных текстур, на поверхностях сланцеватости.

Так как глинистый материал во время метаморфических процессов особенно легко подвергается химическим изменениям, то при превращении глины или глинистого сланца в сланец с развитием кливажа происходит образование значительного количества новых минералов. Хетчингс (Hutchings)¹ показал, что перекристаллизация глинистых пород начинается в очень ранней стадии, так как вторичный мусковит можно встретить уже в мягких глинистых сланцах. Он также отмечает, что первичная слюда является загрязненной, но ее загрязняющие примеси теряются по мере того, как происходит изменение состава, в то же время развивается хлорит. Браммал (Brammall) исследовал химизм и процессы преобразования в глинах, глинистых сланцах и филлитах² и приходит к заключению, что они стремятся к метастабильной тройной системе белой слюды, хлорита и кварца. Переход является в значительной мере процессом молекулярной диффузии, вызывая обособление одновалентных элементов, связанных с глиноземом, кремнеземом и водой, от двухвалентных элементов, связанных с глиноземом, окисью

¹ W. M. Hutchings. Geol. Mag., 1890, pp. 264, 316; 1891, p. 164; 1892, pp. 154, 218; 1896, p. 309.

² Min. Mag., 19, 1921, p. 211 — 224.

железа, кремнеземом и водой. Таким образом первичная слюда теряет свои примеси — магнезию, известь и окислы железа, которые идут на образование хлоритового вещества в то время, как последнее теряет щелочи и некоторое количество глинозема, которые доставляют материал для развития слюды. Кварц является побочным продуктом этих изменений, но образуется также путем кристаллизации из коллоидального кремнезема первоначальной глины.

Сланцеватость, или кливаж, в сланцах естественно лучше развита в породах, богатых слюдистыми минералами. Она встречается также и в других типах пород, но в менее совершенной степени. В тонкослоистых чередованиях глинистых и песчаных пород ориентированное давление может вызвать сланцеватость в глинистых слоях, а в песчаных прослойках образовать складчатость или грануляцию.

Брекчия трения и катаклазиты. Если не имеется значительного бокового давления или разрывов во время катакластического метаморфизма, то породы сильно раздробляются и измельчаются, образуя бесструктурный агрегат обломочного материала различных размеров (брекчия трения, какирит, катаклазит). С другой стороны, если раздробление сопровождалось значительной дислокацией и относительным массовым перемещением материала, то получаются хорошо выраженные линзообразные и параллельные структуры (волокнистые породы, милонит). Тело породы может подвергнуться раздроблению, как нечто целое, особенно это касается мелкозернистых пород, или же его воздействие проявляется только на отдельных минералах грубозернистых пород, образуя в одних случаях брекчиевидное строение, а в других микробрекхии или катаклаз (Добре).

Брекчия трения и конгломерат трения образуются путем механического раздробления преимущественно твердых и хрупких пород. Породы разбиваются трещинами во всех направлениях, разделяющими их на угловатые обломки, которые отделены друг от друга измельченным материалом. Конгломерат трения о. Мэн (Man)¹ обязан раздроблению прослоев песчаников, находящихся в сланцах. Таким образом сланцы образуют цемент для отдельных обломков песчаника, более или менее округленных истиранием. На Земле Принца Карла (Шпицберген) тонкослоистая осадочная серия состоит из перемежающихся глинистых, песчаных и известковых пород, которые подверглись сильному одностороннему давлению, при чем более устойчивые слои сланцев и кварцитов были разбиты на мелкие куски, в то время как слабый известковистый

¹ G. W. Lamplugh. Q. J. G. S., 51, 1895, p. 563.

материал был принужден как бы течь между обломками и образовал цемент получающийся таким образом брекчия¹. *Какирит* в Шведской Лапландии по существу то же самое, что и брекчия трения. Плоскости разлома заполнены измельченным материалом пород, в котором произошла небольшая перекристаллизация². Если случается, что известняки разбиты таким же образом на трещины, то последние часто бывают заполнены жилками кальцита, образуя жилковатую брекчию трения.

Действие ориентированного давления на большие минеральные обломки породы проявляется, прежде всего, в виде оптических аномалий в некоторых из них, а в других — в виде изгибаний или скольжений вдоль плоскостей спайностей. В кварце появляется волнистое погасание; в полевых шпатах и кальците разнообразные вторичные двойники, а в изотропных минералах таких, как гранат, неправильное двойное лучепреломление. Следующая стадия, когда одностороннее давление превосходит пределы упругости минералов, состоит в сплющивании, вытягивании и периферической грануляции. Кварц легче раздробляется, чем полевые шпаты, и более крупные кристаллы облекаются тонко-раздробленным материалом (цементная структура *mortar structure*), в то время как полевые шпаты сплющиваются и разламываются. Поэтому полевые шпаты чаще встречаются в виде порфировкластов, чем кварц. Порфировкласты, которые раздроблены и приняли чечевицеобразную, похожую на глаз форму, дают так называемую очковую структуру. Конечной стадией катаклаза является полное распыление всех минералов, и продукт, состоящий из бесструктурного мелко раздробленного материала, в котором может сохраниться небольшое число порфировкластов, носит название *катаклазита*, и его следует предпочитать термину милонит, так как последний обозначает развальцовывание и размалывание с образованием параллельной структуры.

«Волокнистые» породы (*Flaser rocks*) и милонит. Породы, в которых процесс раздробления сопровождается значительным дифференциальным движением, обнаруживают очень совершенную параллельную текстуру, и в них еще лучше развиваются порфировкласты и очковая структура, чем в вышеописанных породах. Грубозернистые породы, вроде гранита и габбро, принимают характер линзообразных масс, которые облекаются полосками мелко раздробленной породы, часто подвергающейся значительной степени перекристаллизации. Линзовидные об-

¹ G. W. Tyrrell. Geology of Prince Charles Foreland. Trans. Roy. Soc. Edinb., 53, pt. 2, 1924, pp. 463—464.

² P. Quensel. Op. cit., p. 100.

ломки еще не потеряли совсем следов своего первоначального характера, а породы целиком не были превращены в сланцы или гнейсы. Нечто подобное можно наблюдать в кислых вулканических или гипабиссальных породах, как, например, в кварцевом порфире или фельзите, в которых фенокристаллы кварца и полевого шпата могут избежать грануляции и сохраниться в виде порфирокластов в очень тонкоструктурной раздавленной кварцево-серицитовой массе. Такие породы называются *порфироидами*. Вследствие раздавливания песчаников и песчанистых пород образуются *сланцеватые песчаники* (рис. 69 В), но многие из пород, которые так называют, совершенно перекристаллизованы. В некоторых размятых известняках сохранились нетронутыми линзочки первоначальной породы в массе, которая вследствие особых свойств этого материала была в значительной мере перекристаллизована. Породы, в которых линзочки относительно неизмененного материала расположены в мелко раздробленной и частично перекристаллизованной массе, представляются *полосчатыми* или *жилковатыми породами* (немецкое Flaser — жилы, волокнистость в дереве), отсюда термины «волокнистый» гранит (Flasergranit), «волокнистое» габбро (Flasergabbro) и пр. Такие породы образуют «милонитовые гнейсы» Квенселя (Quensel). Вновь образованные минералы при данных условиях естественно принадлежат к группе стресс-минералов. Этот способ образования будет подробнее рассмотрен в другом месте (стр. 303 и последующие).

Термин Лапворта (Lapworth) *милонит*¹ употребляется для пород, в которых благодаря крайне дифференциальному движению при катакластическом метаморфизме (рис. 69 С) произошло полное распыление и развальцовывание (перемалывание) материала (рис. 69 С). Квенсель (Quensel) употребляет этот термин для бесструктурной мелко раздробленной массы пород, которую мы здесь называем катаклазитом, а для мелко раздробленных пород с параллельной структурой употребляет термин *милонитовой сланец*. Размеры перекристаллизации зависят от типа породы, которая ей подвергается. Кварцево-полевошпатовые породы легко подвергаются раздроблению без образования значительного числа новых минералов, но основные изверженные породы, как, например, те, которые лежат в основании наджинутых блоков в области северо-западного Шотландского высокогорья, размяты в хлоритовые сланцы, в которых перекристаллизация преобладает над катаклазом.

Вдоль зон интенсивного и быстрого движения, развитие теплоты трения бывает настолько большим, что может произойти

¹ Nature, 1885, p. 559.

местное спекание и расплавление минеральных частиц. Таким образом может произойти местное остеклование породы с образованием местами черных жилок (псевдотрахилит) в массе и бесструктурного изотропного материала в шлифе. Этот стекловатый материал разветвляется неправильными жилками по породе и содержит угловатые обломки милонитизированной массы. Породы такого характера часто становятся похожими по структуре на кремень или фельзит и носят разнообразные названия: *ультрамилонит*, кремневидная раздробленная порода (*flinty cruch rock*), а в гнейсовых породах получают наименование траппообразных гнейсов (*trapshotten gneiss*). Породы, встречающиеся совместно с милонитами и ультрамилонитами и, повидимому, происшедшие вследствие перекристаллизации их, называют «твердыми сланцами» (*Hartschiefer*), и они обладают компактной плотной роговиковоподобной или фельзитовой структурой и обнаруживают полосчатость, со строго параллельными и равными по толщине полосами (рис. 70); полосы значительно различаются по минералогическому и химическому составу. Твердые сланцы Квенселя (*Quensel*) из Шведской Лапландии получились из сиенита, через промежуточную стадию милонитового гнейса (волокнистый гнейс — *flaser-gneiss*) и милонитового сланца (милонит) ¹. Породы должны были нахо-

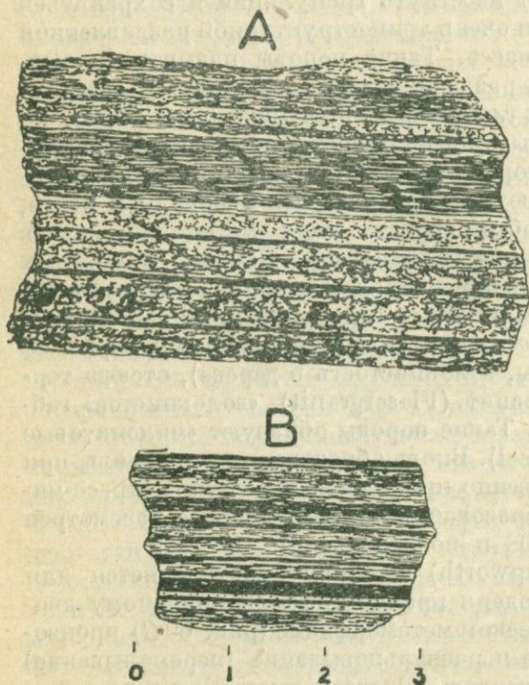


Рис. 70. Hartschiefer (твердый сланец).
 А — Hartschiefer (Kebnekaise, Шведская Лапландия). По Квенселю.
 В — Hartschiefer (Mt. Bourrec, Prince Charles Foreland, Шпицберген). По Тиррелю (см. стр. 277).

роде и содержит угловатые обломки милонитизированной массы. Породы такого характера часто становятся похожими по структуре на кремень или фельзит и носят разнообразные названия: *ультрамилонит*, кремневидная раздробленная порода (*flinty cruch rock*), а в гнейсовых породах получают наименование траппообразных гнейсов (*trapshotten gneiss*). Породы, встречающиеся совместно с милонитами и ультрамилонитами и, повидимому, происшедшие вследствие перекристаллизации их, называют «твердыми сланцами» (*Hartschiefer*), и они обладают компактной плотной роговиковоподобной или фельзитовой структурой и обнаруживают полосчатость, со строго параллельными и равными по толщине полосами (рис. 70); полосы значительно различаются по минералогическому и химическому составу. Твердые сланцы Квенселя (*Quensel*) из Шведской Лапландии получились из сиенита, через промежуточную стадию милонитового гнейса (волокнистый гнейс — *flaser-gneiss*) и милонитового сланца (милонит) ¹. Породы должны были нахо-

структурой и обнаруживают полосчатость, со строго параллельными и равными по толщине полосами (рис. 70); полосы значительно различаются по минералогическому и химическому составу. Твердые сланцы Квенселя (*Quensel*) из Шведской Лапландии получились из сиенита, через промежуточную стадию милонитового гнейса (волокнистый гнейс — *flaser-gneiss*) и милонитового сланца (милонит) ¹. Породы должны были нахо-

¹ Quensel. Op. cit., pp. 103, 108 — 116.

даться в исключительных условиях растворения или даже расплавления с почти полной перекристаллизацией, так как должна была происходить значительная диффузия, чтобы образовались различного состава полосы.

Если твердые сланцы могут быть образованы из массивных изверженных пород, то они с гораздо большей легкостью должны получиться из наслоенных, полосчатых и слоистых осадочных пород, как на это указывает случай на Земле Принца Карла, где твердые сланцы образовались из мелкоземлистых песчаников, кварцитов и брекчий трения¹.

ГЛАВА XVIII.

ТЕРМАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И ЕГО ПРОДУКТЫ.

Общая характеристика термального метаморфизма. Термальный метаморфизм включает в себе пирометаморфизм, контактовый метаморфизм, опталический метаморфизм и пневматолитический метаморфизм, но эти формы метаморфизма не различаются резко между собой и незаметно переходят друг в друга. Под *пирометаморфизмом* понимается воздействие наиболее высоких температур в относительно сухих условиях без настоящего плавления. *Контактовый метаморфизм* происходит при более низких температурах, и присутствие горной влажности в породах совместно с магматическими эманациями облегчает минеральные преобразования. Изменения, вызванные притоком материала из магматического источника, будут рассмотрены ниже при разборе пневматолитического метаморфизма (стр. 30). Характер и размер изменений, вызываемые вышеупомянутыми типами метаморфизма, зависят от разнообразных факторов. Чем больше интрузивная масса, тем больше в общем степень метаморфизма, вызванного в окружающих породах. Таким образом *контактовый ореол* вокруг больших гранитных батолитов может достигать ширины в несколько километров. В небольших интрузивных залежах и дайках изменения, непосредственно примыкающие к контакту, могут иметь ширину всего в несколько метров или даже сантиметров.

Кроме того, более высокая первоначальная температура и более медленное охлаждение производят большие метаморфические изменения. Эти факторы зависят от глубины в земной коре, где происходит интрузия. Из них охлаждение является, может быть, наиболее важным. Стенки вулканического канала, через который выходила магма в течение долгого периода времени, обыкновенно более сильно изменены, тогда как лавы, распро-

¹ Tyrrill. Op. cit., pp. 464—465.

страняющиеся на поверхности, хотя имеют высокую первоначальную температуру, производят только слабый обжиг прилегающих пород.

Также наблюдается, что при прочих равных условиях граниты производят гораздо большие метаморфические изменения, чем другие плутонические породы. Этот факт объясняется главным образом тем, что кислые магмы содержат гораздо больше химически активных газов и жидкостей, чем другие магмы, и так как эти вещества пропитывают прилегающие породы, метаморфические изменения происходят очень легко.

Наконец, разнообразная природа и размер метаморфизма влияют на состав и структуру пород, подвергшихся действию температуры. Влияния первоначального состава мы уже касались (стр. 251). Поля устойчивости различных минералов и минеральных ассоциаций меняются в широких пределах. Некоторые минералы быстро реагируют на температурные изменения, а другие совсем не реагируют. Пористая структура гораздо более благоприятствует метаморфизму, чем плотная компактная структура, так как допускает более свободную диффузию магматических флюидов и горной влажности, которые играют громадную роль при контактовом метаморфизме.

Термальный метаморфизм глинистых пород. Глинистые породы состоят главным образом из частичек кварца и полевого шпата, из чешуек слюды и хлорита и из тонко измельченных продуктов коллоидального разложения — водных силикатов алюминия, окислов железа и кремнезема. Коллоидальное глинистое вещество обладает избирательной поглотительной способностью для калиевых солей и в меньшем размере для титановой кислоты; следовательно, эти вещества часто абсорбируются глинистыми породами; химическими компонентами глины, играющими большую роль в метаморфизме, являются кремнекислота, глинозем, магнезия, закись железа, кали и окись железа и в меньшей степени натр, известь и двуокись титана. При контактовом метаморфизме эти компоненты соединяются, образуя некоторые характерные минералы, особенно алюмосиликаты, многие из которых не встречаются в изверженных породах (см. табл.).

Эти минералы образуются при различных температурах и давлениях из глинистых пород подходящего состава. Минеральные ассоциации, которые образуются из систем, состоящих из трех, четырех и даже пяти окислов, принимаемых за компоненты, в условиях термального метаморфизма могут быть выражены, в треугольных диаграммах состава¹.

¹ C. E. Tilley. Geol. Mag., 60, 1923, pp. 101—107, 410—418; Grubenmann-Niggli. Gesteinsmetamorphose, I, 1924, pp. 376—394.

Присутствующие вещества	Образующиеся минералы
SiO_2	Кварц
Al_2O_3	Корунд
TiO_2	Рутил
$\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$	Андалузит, хнастолит, силлиманит
$\text{SiO}_2 \cdot (\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$	Ромбические пироксены
$\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot (\text{K}, \text{Na})_2\text{O}$	Мусковит, щелочные полевые шпаты
$\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{CaO} \cdot \text{Na}_2\text{O}$	Плагноклазовые полевые шпаты
$\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$	Кордиерит, магнезиальный гранат
$\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot (\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$	Ставролит, железистый гранат (альмандин)
$\text{SiO}_2 \cdot (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot \text{CaO}$	Диопсид
$\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot (\text{K}, \text{Na})_2\text{O}$	Биотит

Основной диаграммой для изучения термального метаморфизма глинистых пород является та, углы которой соответственно представляют $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot \text{SiO}_2$ (рис. 74). Из смесей, представленных точками внутри второстепенных треугольников, кристаллизуются и находятся в равновесии те минералы, которые представлены в углах треугольников. В следующей таблице указаны минералы, которые образуются путем термального метаморфизма из смесей, выраженных точками внутри треугольников 1, 2, 3 и пр.

Треугольник	А с с о ц и а ц и и
1	Кварц, кордиерит, ромбические пироксены (энстатит, гиперстен)
2	Кварц, кордиерит, андалузит (низкотемпературная форма), силлиманит (высокотемпературная форма)
3	Кордиерит, андалузит или силлиманит, шпинель
4	Кордиерит, андалузит или силлиманит, корунд
5	Андалузит или силлиманит, корунд, шпинель
6	Корунд, шпинель, кордиерит
7	Кордиерит, шпинель, ромбический пироксен
8	Шпинель, ромбический пироксен, форстерит
9	Шпинель, форстерит (периклаз)

В глинистых породах, ассоциации 8 и 9, состоящие из минералов, богатых магнием, не нуждаются в рассмотрении. Ассоциации, имеющие состав от 1 до 7, обязаны своим происхождением термальному метаморфизму разнообразных типов глинистых пород и известны под названием *роговиков*. Многие роговики содержат щелочной полевой шпат, плагиоклаз, биотит и кварц в добавление к вышеупомянутым минералам, и они обя-

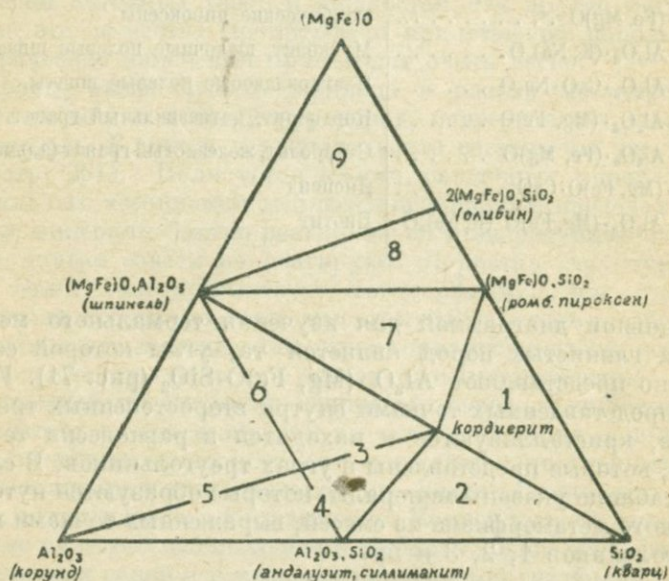


Рис. 71. Диаграмма равновесия системы $(\text{Mg,Fe})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ при термальном метаморфизме¹.

заны присутствию щелочных компонентов K_2O и Na_2O , которые, если находятся в относительно небольшом количестве, не нарушают существенно равновесия.

Четырех- (или пяти-) компонентную систему $\text{CaO} \cdot (\text{Mg,Fe})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ можно рассматривать в виде треугольной диаграммы, если считать кремнекислоту «свободной» и встречающейся во всевозможных комбинациях (рис. 72)².

¹ С. Е. Tilley. Op. cit., p. 411; Grubenman-Niggli. Op. cit., pp. 387—388.

² Эта диаграмма действительна для системы $\text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$, но FeO может замещать MgO до определенной границы, не вызывая образования новых фаз, хотя очертания полей устойчивости могут быть несколько изменены. Углы треугольников обозначают минералы, образованные термальным метаморфизмом из смесей, представленных точками внутри треугольников.

В условиях термального метаморфизма могут кристаллизоваться в разнообразных полях минеральные ассоциации, указанные в следующей таблице:

Тр-угольник	А с с о ц и а ц и и
1	Кварц, ромбический пироксен, кордиерит, анортит
2	Кварц, ромбический пироксен, диопсид, анортит
3	Кварц, диопсид, волластонит,grossуляр, (гранат)
4	Кварц, диопсид, grossуляр, анортит
5	Кварц, анортит, кордиерит, андалузит или sillиманит

В присутствии щелочных компонентов анортит заменяется плагиоклазом различного состава; могут также образоваться щелочной полевой шпат и биотит.

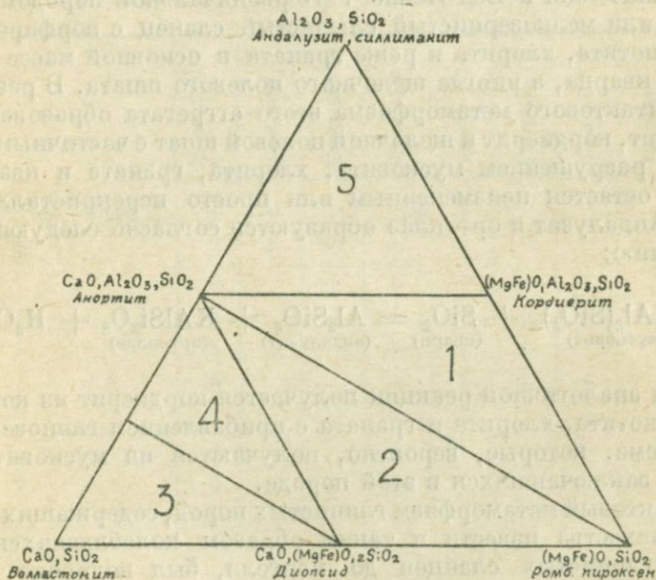


Рис. 72. Диаграмма равновесия системы $\text{CaO} \cdot (\text{Mg, Fe})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ при термальном метаморфизме.
(Объяснение см. стр. 280).

Контактовый метаморфизм глинистых пород. Классический пример контактового метаморфизма глинистых пород предста-

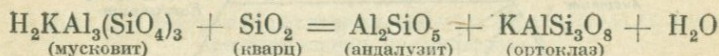
вляют сланцы Штейгера в Эльзасе, где они входят в контакт с громадным гранитным массивом Барр-Андлау (Barr-Andlau) и Ховальда¹. Осадочные отложения очень однообразны, и здесь можно проследить следующие зоны изменения:

1. Внешняя зона пятнистых сланцев. Пятнами являются сегрегации углистого вещества, но масса породы остается не измененной.

2. Промежуточная зона пятнистых роговиков. Породы более тверды, и квиваж стал незаметным. Пятна образованы зарождающимися кристаллами андалузита, а масса перекристаллизована с образованием большого количества слюды и кварца.

3. Наиболее внутренняя зона андалузитовых роговиков. Вблизи окраины гранита пятна исчезают, наблюдается полная перекристаллизация в мелкозернистый гранобластический агрегат андалузита, биотита, мусковита и кварца.

Прекрасный пример контактового метаморфизма уже метаморфизованной глинистой породы дают пелитовые сланцы (Дол-рэджен) района Гленко, где они входят в ореолы вокруг гранитов Боллачелиш и Бен-Невис². Первоначальной породой был филлит или мелкозернистый слюдистый сланец с порфиробластами биотита, хлорита и реже граната в основной массе мусковита, кварца, а иногда щелочного полевого шпата. В результате контактового метаморфизма этого агрегата образовались андалузит, кордиерит и щелочной полевой шпат с частичным или полным разрушением мусковита, хлорита, граната и кварца. Биотит остается неизмененным или просто перекристаллизовался. Андалузит и ортоклаз образуются согласно следующему уравнению;



Путем аналогичной реакции получается кордиерит из комбинации биотита, хлорита и граната с прибавлением глинозема и кремнезема, которые, вероятно, получаются из мусковита и кварца, заключавшихся в этой породе.

Контактный метаморфизм глинистых пород, содержащих разные количества извести и таким образом колеблющихся от чистых глинистых сланцев до мергеля, был подробно описан В. М. Гольдшмидтом из окрестностей Осло в Норвегии³,

¹ Н. Rosenbusch. Abh. 2, Specialkarte von Elsass-Lothringen. Strassburg, 1877.

² Geology of Ben Nevis and Glencoe. Mem. Geol. Surv. Scotland, 1916, pp. 195 — 201.

³ Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet, 1911, 483 pp.

где нижнепалеозойские осадки были метаморфизованы представителями щелочно-изверженного комплекса. При изучении геологического строения установлено, что метаморфизм происходил при статическом давлении в 1500 кг на см² или около 400 атмосфер, тогда как температура во внутренней контактовой зоне равнялась 1000—1200° С, как это можно рассчитать, исходя из присутствия или совместного нахождения некоторых минералов. Тем не менее не могло произойти большого растворения или диффузии материала, на что указывают хорошо сохранившиеся плоскости слоистости и даже граптолиты в некоторых из роговиков. В условиях определенной температуры и давления некоторые минералы и минеральные ассоциации могут быть образованы из первоначальных веществ данного состава. Следующая таблица показывает разнообразие минералогического состава роговиков, образованных из серии пород, начиная от чистых глинистых сланцев на одном конце до мергелей (глинистый сланец + известняк) на другом. Кварц и ортоклаз, как более или менее нейтральные минералы, могут присутствовать во всех разновидностях.

	Класс роговиков	Андазит	Кордиерит	Плагноклаз	Биотит	Гиперстен	Диплоид	Гроссулар	Везувийи Волластонит
Глинистый сланец . .	1	+	+	+(Ab)	+				
Увеличение количества извести 	2	+	+	+	+				
	3		+	+	+				
	4		+	+	+	+			
	5			+	+	+			
	6			+	+	+	+		
	7			+	+		+		
	8			+			+		
	9			+			+	+	
Мергель	10							+	+

На этом основании Гольдшмидт вывел десять классов роговиков, образованных из осадочных отложений, состав которых колеблется от глинистых сланцев до мергелей. Эти классы получили широкое распространение.

Пирометаморфизм глинистых пород. Термин пирометаморфизм употреблялся Браунсом для обозначения изменений,

которым подвергались ксенолиты сланца, заключенные внутри лаахерского (Laach) трахита Эйфеля¹. Обломки сланцев превратились в «санидиниты», состоящие существенно из щелочных полевых шпатов, кордиерита, шпинели, корунда, иногда с биотитом, силлиманитом и альмандиновым гранатом. Предполагают, что эти породы образовались путем комбинации расплавления и пневматолитического метаморфизма. Термин пирометаморфический можно с успехом распространить на все продукты, получающиеся от действия очень высоких магматических температур с помощью или без помощи химического воздействия магматических веществ. Пирометаморфические действия сходны с теми, которые обязаны ассимиляции и гибридизации, и поэтому трудно отличимы от них (стр. 161).

Прекрасным примером пирометаморфизма в Британии являются сапфирсодержащие ксенолиты в некоторых толейтовых дайках Мулла². Метаморфизм вызван не вмещающей обломки магмой, но произошел в глубоко расположенных магматических резервуарах, стенки которых состоят из богатых глиноземом сланцевых осадочных пород. Вначале было настоящее расплавление материала до степени стекла (бухит), содержащего иголки муллита ($3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$)³ и небольшое количество корунда (0,5%), представляющего избыток глинозема над количеством, которое необходимо для муллита и стекла. В результате последующего химического действия магмы, вызывающего перемещение извести, закиси железа и магнезии, образуется грубокристаллическая масса анортита, заключающая в себе кристаллы силлиманита, корунда (сапфира) и шпинели с остатками неизмененного стекла. Затем этот материал был раздроблен, и обломки его (ксенолиты) были вынесены в те места, где мы их в настоящее время наблюдаем. Переход стекла в кристаллический материал никогда не происходит симметрично к краевым частям ксенолитов, тем самым указывая на то, что действие не происходило *in situ*. Взаимные отношения ксенолитовых минералов дают повод думать, что температура внутри магматического резервуара в период метаморфизма была между 1400° С и 1250° С.

Термальный метаморфизм известняков. Карбонатные породы особенно восприимчивы к метаморфизму вследствие рас-

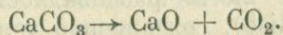
¹ Die kristallinen Schiefer des Laacher-See Gebietes und ihre Umwandlung zu Sanidinite. Stuttgart, 1911.

² H. H. Thomas. Q. J. G. S., 78, pt. 3, 1922, pp. 229 — 260.

³ Прежде рассматривался как силлиманит ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$), а Боуэн, Грейг (Greig) и Цис (Zies) показали, что он тождествен «силлиманиту» искусственных сплавов. (Journ. Wash. Acad. Sci., 14, 1924, p. 183; Journ. Amer. Ceramic Soc., 7, 1924, p. 238).

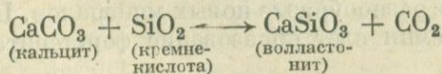
творимости их минералов, легкости, с которой они перекристаллизуются в условиях повышающихся температур и давлений, а также благодаря химической активности извести и магнезии. Харкер указывает (стр. 251), что эта неустойчивость еще больше увеличивается в присутствии кремнистых и глиноземистых примесей.

Когда кальциевый карбонат подвергается воздействию высокой температуры при свободном доступе воздуха, то он диссоциирует с образованием едкой извести:

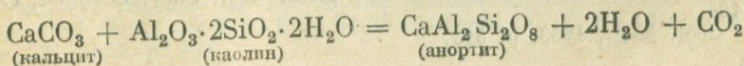


Но когда кальцит нагревается под давлением, как, например, изверженными интрузиями, диссоциация задерживается, углекислота удерживается, и минералы только перекристаллизуются в виде гранобластического агрегата, образуя *кристаллический* известняк или мрамор. Чистый белый мрамор, употребляющийся на скульптуру и надгробные памятники, идет главным образом из Каррары (Италия) и обязан своим происхождением метаморфизму триасового известняка. Греческий скульптурный мрамор доставлялся из Пентеликона, близ Афин (меловой возраст) и с острова Мармора (эоцен), находящегося около Константинополя.

Многие известняки, однако, содержат примеси кремнистых и глиноземистых (глина) веществ. Главным в термальном метаморфизме нечистых известняков является то, что известь стремится соединиться с посторонним материалом, с выделением углекислоты. Если присутствует достаточное количество кремнекислоты, то вся порода может превратиться в известковый силикат. Эксперименты показывают, что эти реакции могут иметь место в сухих смесях при температуре около 500° С. Главными минералами, образующимися в этих условиях, будут известковый гранат, везувиан, анортит, волластонит, диопсид, салит, тремолит, цоизит и эпидот. Если кремнезем присутствует как единственная примесь, то при соответствующих условиях температуры и давления образуется волластонит (рис. 65, стр. 255), согласно уравнению:

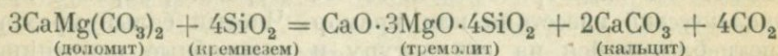


Анортит при образовании нуждается в присутствии глиноземистого вещества и, вероятно, довольно высокой температуры. Реакция может происходить таким образом:



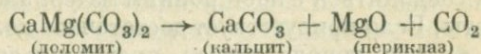
Анортит наблюдается вместе с везувианом и известковым гранатом в известковых глыбах, изверженных из Везувия.

Многие известняки являются первоначально более или менее магнезиальными, не будучи в то же время доломитовыми (см. стр. 221). При контактовом метаморфизме магнезия реагирует с кремнеземом и глиноземом, образуя разнообразные амфиболы и пироксены (тремолит, диопсид, салит). Часто тонкозернистый агрегат известково-магнезиальных силикатов этого характера вместе с кальцитом дают известково-силикатовый роговик. Более чистые разновидности известняков Баллачелиша (Ballachulish), содержащие только 2% MgO и немного кремнезема, были метаморфизованы с образованием тремолита. Эти известняки входят в ореол гранита Бен-Невис¹. Рассматривая присутствующую магнезию в форме доломита, реакцию можно выразить следующим уравнением:



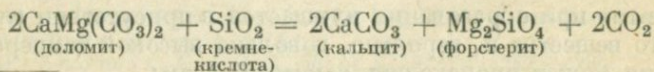
Большая часть присутствующего кальцита не принимает участия в этой реакции и просто перекристаллизовывается.

В контактовом метаморфизме доломитовых пород при достаточно низком давлении реакции зависят от большей активности магнезиального компонента, чем известкового. Так, нагревание чистого доломита при сравнительно низком давлении даёт в результате диссоциацию магнезиального карбоната с кристаллизацией кальцита:



Это разрушение доломита и образование кальцита было названо Тилл (Teall) *дедоломитизацией*². Периклаз быстро гидратируется и образует брусит ($\text{MgO} \cdot \text{H}_2\text{O}$), и конечным продуктом изменения является затем *бруситовый мрамор*, разновидности которого называются *преддацитом* и *пенкантимом* (по местности в Тироле).

Дедоломитизация облегчается присутствием кремнистых или глинистых примесей, и при контактовом метаморфизме образуется большое разнообразие новых минералов. При небольшом количестве кремня идет образование форстерита (магнезиальный оливин):

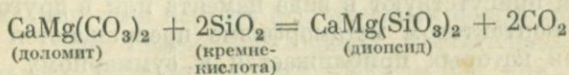


¹ Geology of Ben Nevis and Glencoe. Mem. Geol. Surv. Scotland, 1916, p. 196.

² Geol. Mag., 1903, p. 513.

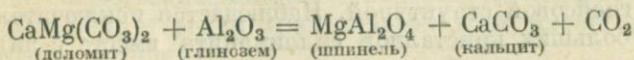
давая *форстеритовый мрамор*. Путем гидратизации форстерита или других разновидностей магнезиального оливина в присутствии некоторого количества железисто-оливиновой молекулы, образуется серпентин, окрашенный в разнообразные цвета, давая в результате красиво окрашенный *серпентиновый мрамор* или *офикальцит*. Одним из наиболее достопримечательных офикальцитов Англии является зеленовато-полосчатый мрамор Глен Тильта, Пертшир (Glen Tilt, Perthshire).

В присутствии несколько большего количества кремнезема вместо форстерита образуется диопсид:

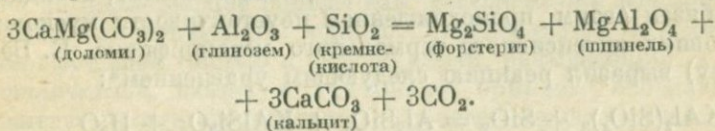


При несколько меньшем количестве кремнекислоты идет образование тремолита, согласно вышеприведенному уравнению (стр. 286). Прекрасный тремолитовый мрамор находится совместно с офикальцитом Глен Тильта.

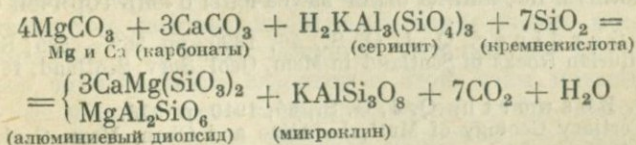
Если в доломитовой породе имеется глинозем в виде примеси, то может образоваться шпинель:



А если кроме глинозема присутствует еще и кремнезем, то может образоваться форстерит вместе с шпинелью:

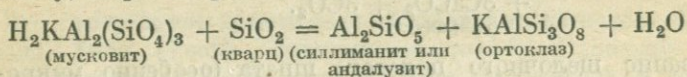


Образование щелочного полевого шпата (особенно микроклина), находящегося совместно с салитом или содержащим глинозем диопсидом, было отмечено во многих местностях¹ и, вероятно, обязано термальному метаморфизму доломита, имеющего слюдистые и кремнистые примеси. Тиллей (Tilley) предполагает следующую реакцию:



¹ Glencoe (Geology of Ben Nevis and Glencoe, 1916, pp. 192—194), Cornwall (Geology of the Country around Bodmin and St. Austell. Mem. Geol. Surv., 1909, p. 100). South Australia (C. E. Tilley. Geol. Mag., 57, 1920, p. 493).

Термальный метаморфизм песчаных пород. Чисто кварцевые и полевошпатовые песчаники, подвергшиеся воздействию достаточно высокой температуры, только перекристаллизуются в гранобластические агрегаты этих минералов с полной утратой их катакластического характера. Часто порода обладает особенным стекляннм блеском, и тогда она называется кварцитом. Другие кварциты образуются путем цементации кремнеземом и тем самым отличаются от метаморфических кварцитов; для последних можно ввести термин *кварцевый роговик*. Если глинистые, известковистые и магнезиальные примеси присутствуют в виде цемента или в другом виде, то они при контактовом метаморфизме превращаются в минералы, состав которых приближается к суммарному составу примесей, что подробно рассматривалось выше, а избыток кварца остается нейтральным и просто перекристаллизовывается. Силурийские плитняки и граувакки представляют хорошие примеры термального метаморфизма нечистых песчанистых пород, которые попадают в контактовую зону гранитов Голлуоэя (Galloway)¹. При этом образовались грубозернистые биотитовые роговики, содержащие силлиманит и кордиерит, иногда с заметной гнейсовой структурой. Наблюдается исключительное развитие больших кристаллов силлиманита вместе с андалузитом и кордиеритом, как это, например, имеет место в сланцах Мойн (Moine) и гнейсах, входящих в контактовую зону гранитов Рос-оф-Мулл (Ross of Mull)². Силлиманит, повидимому, обязан своим происхождением неустойчивости мусковита в условиях интенсивного термального метаморфизма. Е. Бэли (Bailey) выразил реакцию следующим уравнением³:



Пириметаморфизм кремнистых пород хорошо выражен на примерах образования тридимита и кристобалита в силикатных кирпичах, употребляемых в печах для плавки стали⁴. Г. Томас (H. Thomas) описал естественные примеры из Мулла⁵, где ксенолиты песчаника были захвачены очень горячей толеей.

¹ Miss Gardiner. Q. J. G. S., 46, 1890, pp. 569 — 580; Sir J. J. Teall. Silurian Rocks of Scotland in Mem. Geol. Surv. Scotland, 1899, pp. 644 — 647.

² T. O. Bosworth. Q. J. G. S., 66, 1910, p. 376.

³ Pre-Tertiary Geology of Mull, L. Aline and Oban. Mem. Geol. Surv. Scotland, 1925, p. 52.

⁴ A. Scott. Trans. Ceramic Soc., 17, 1917 — 1918, pp. 138 — 152, 459 — 485; Min. Res. Gt. Britain Mem. Geol. Surv. Scotland, XVI, 1920, p. 60.

⁵ Q. I. G. S., 78, 1922, pp. 239 — 240.

товой магмой. Полевощпатовые компоненты были расплавлены с образованием промежуточной жидкости, которая воздействовала на кварцевые зерна, и вследствие этого получилось обогащение растворенной кремнекислотой. Из этого расплава выделились кристаллы тридимита (SiO_2), располагающиеся в виде бахромы у кварцевых зерен. При охлаждении расплав затвердевает в виде стекла, в то время как тридимит переходит в кварц, сохраняя, однако, его характерную форму.

Термальный метаморфизм основных лав и туфов. Изменения при контактовом метаморфизме кислых изверженных пород являются теми же, что и у песчаных пород, но у основных пород и туфов изменения гораздо значительнее вследствие их большей восприимчивости. Изменения при контактовом метаморфизме базальтовых лав о. Скай, обязанные своим происхождением плутоническим массам габбро и гранофира, проявляются прежде всего в миндалинах, где цеолиты превращаются в полевые шпаты вместе с эпидотом, цоизитом и актинолитом. В самой породе на некотором расстоянии от контакта авгит превращается в волокнистую роговую обманку, а хлорит в биотит, но ближе к плутоническим массам базальт целиком перекристаллизовывается, образуя гранобластический пироксено-полевощпатовый роговик.

Опталический метаморфизм. Мильх определял действия отвердевания, обжига и спекания лавовых потоков и небольших дайк на прилегающие породы как *каустический метаморфизм*. Термин «каустический», однако, употребляется в настоящее время большею частью в смысле едкий, разъедающий, а слово *опталический*, взятое с греческого *optaleos*, обозначающее обжигать (например кирпичи), передает гораздо лучше смысл и поэтому было принято для обозначения этого типа метаморфизма. В раскаленных контактах при опталическом метаморфизме происходит быстрое рассеивание тепла. Удаление воды и других летучих компонентов, побеление углистых пород вследствие выгорания углерода, покраснение железосодержащих пород вследствие окисления железа, отвердевание, периферическое расплавление зерен (спекание), короче говоря, тип изменений аналогичен тем, которые происходят искусственно в производстве кирпичей и грубых гончарных изделий, все это является наиболее значительным следствием этой фазы метаморфизма. Глинистые породы часто затвердевают при очень высокой температуре с образованием твердого вещества, называемого роговиком, лидийским камнем или порцелланитом. Некоторые точильные камни или новакулиты обязаны своим происхождением этому воздействию на кремнистые глины и глинистые сланцы. Коксование углистых прослоек изверженными породами

и столбчатая отдельность, появляющаяся как в углях, так и в песчаниках, тоже рассматриваются как следствие опталического метаморфизма.

ГЛАВА XIX.

ДИНАМОТЕРМАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И ЕГО ПРОДУКТЫ

Общая характеристика динамотермального метаморфизма. Динамотермальный метаморфизм происходит от совместного действия ориентированного давления и высокой температуры. Процесс перекристаллизации происходит лучше при высокой температуре, а одностороннее давление не только способствует перекристаллизации, но в то же время является громадным фактором в деформировании пород, образуя новые текстуры. Новые параллельные структуры и текстуры, обыкновенно, ориентированы перпендикулярно к направлению наибольшего одностороннего давления и параллельно направлению минимального давления. Деформацию можно рассматривать как результат взаимодействия трех процессов, которые можно обозначить как процессы *кластический*, *пластический* и *бластический*¹.

Кластический процесс вызывает настоящее раздробление, разрывы и развальцовывание минералов, о чем подробно говорится в главе XVIII.

Пластическая деформация встречается в условиях сильно ограниченного давления; при этом породы и минералы принуждены вытягиваться и течь благодаря движению вдоль кливажа и плоскостей скольжения без настоящих разрывов (деформация без разрыва), и в момент движения сохраняется полная связность. Ф. Адамс (F. Adams) и его сотрудники показали рядом многих экспериментов, что при достаточном давлении породы и минералы могут деформироваться без разрыва и что такой материал, как мрамор, можно заставить течь и выполнять отверстия без потери связности. Цилиндрическая колонка мрамора в 35 мм длиной и 17 мм в диаметре была сжата в боценокобразную массу в 17,3 мм длиной и 28,8 мм в диаметре². Деформированный мрамор приобрел совершенно тонкую слоистость, кристаллы кальцита были сплюснены так, что в шлифе они казались лентами, длина которых в 8 — 10 раз превышала ширину. Грануляция не наблюдалась, и в условиях опыта деформация не вызывала растворения. При соответствующих условиях давления и температуры даже такие твердые и хруп-

¹ Grubenmann-Niggli. Die Gesteinsmetamorphose, I, 1924, p. 235.

² Adams and Coker. Amer. Journ. Sci., 29, 1910, p. 465.

кие минералы, как кварц, могут быть спрессованы в ленты¹.

Бластическая деформация происходит посредством перекристаллизации по принципу Рикке (стр. 256) причем прежде существовавшие минералы удлиняются перпендикулярно к направлению наибольшего давления, а новые минералы, спайность и характер скольжения которых являются хорошо приспособленными к условиям одностороннего давления, растут в той же самой плоскости. Другими словами, создаются условия, благоприятствующие развитию стресс-минералов (см. стр. 256). Лис и Мэд (Leith and Mead) показали, что имеется определенная «конвергенция» химического состава в направлении образования типичных составляющих сланцы минералов, даже при метаморфизме пород, первоначально совершенно различных по составу слюд, амфиболов и др., что происходит главным образом путем выделения веществ, присутствующих в избытке над количествами, требующимися для этих минералов².

Разные минералы по различному относятся к вышеописанным процессам. При тех же самых условиях некоторые деформируются с разрывом, в то время как другие удлиняются путем течения и перекристаллизации. По всей вероятности, при обыкновенном динамотермальном метаморфизме все три процесса действуют одновременно, давая в конечном счете более или менее полно перекристаллизованную породу с частичным или полным уничтожением старых структур и текстур и образованием новых. Подтверждением одновременности движений в породе и перекристаллизации ее служит нахождение гранатов, имеющих вид снежных шаров (рис. 73), у которых наблюдается спиральное расположение включений кварца, биотита и пр., указывающее на то, что гранаты поворачивались в массе породы в то время, как они еще росли³. В некоторых случаях, однако, как показал Зандер, перекристаллизация целиком отделяется от механической деформации и происходит после некоторого промежутка времени. Он считает, что новые текстуры только подчеркивают первоначальное параллельное расположение минеральных компонентов, в котором выражается первоначальная слоистость и сланцеватость, образуя как бы псевдоморфозы по этой слоистости.⁴ Подтверждением более поздней перекристаллизации является склонность порфиробластов, например хлорита и ставролита, в некоторых породах

¹ G. W. Tyrrell. Trans. Roy. Soc. Edinb., 53, 1924, p. 464.

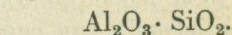
² Metamorphic Geology, 1915, p. 292.

³ J. S. Flett in «The Geology of Ben Wyvis, Carn Chuinneag» etc. Mem. Geol. Surv. Scotland, 1912, p. 111.

⁴ Grubenmann-Niggli. Die Gesteinsmetamorphose, I, 1924, pp. 234 — 235.

расти поперек сланцеватости, указывая на их последующее образование и полную независимость от движений, которые создали особенности, связанные с определенным направлением.

Динамотермальный метаморфизм глинистых пород. Уже указывалось, что даже в слабой стадии динамического метаморфизма, когда породы не утратили еще облика глинистых сланцев и приобрели только кливаж, в них уже имеется налицо в значительной степени перекристаллизация. Когда динамический фактор сопровождается высокой температурой, степень перекристаллизации быстро возра-
стает, количество и размеры слюдяных пластинок возрастают, и порода переходит через стадию *филлита* (сланцеватая порода с заметными слюдяными чешуйками) в *слюдяной сланец*. В случае неко-
торого избытка глинозема происходит образование кианита стресс-минерала из группы состава



Глинозем может также входить вместе с $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ в состав обычного розового

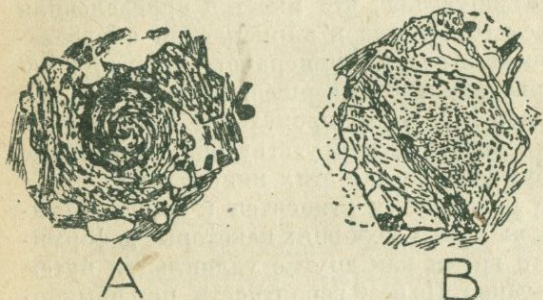


Рис. 73. Динамо-термальный метаморфизм.
«Снежный шар» гранатов.

А — Из смятого гранатового биотитового роговика, Салечи Бери (Salachie Burn), Глэн-Кальви (Glen Calvie), Росшир. Из Mem. Geol. Surv. Scotland, «The Geology of Ben Wyvis, Garn Chuinneag, Inchbae», etc., 1922.

В — Из гранатового слюдяного сланца, Олт Кэйлич (Allt Caillich), Глэн Лейн (Glen Lyon), Пертшир (Perthshire). Этот гранат снаружи и вдоль диагональной трещины превращен в хлорит (см. стр. 291). Увел. почти в 40 раз.

граната (альмандина), при чем железо-магнезиальные элементы получаются от разрушения хлорита в первоначальной породе. Так образуется очень обычный тип *гранатового слюдяного сланца*. Некоторое присутствующее количество извести может пойти на образование цоизита, эпидота или, может быть, роговой обманки, но в сланцах, образованных из глинистых пород, эти минералы находятся обыкновенно в подчиненном количестве. Они наблюдаются в гораздо большем количестве, когда первоначальная порода имеет мергелистый состав, и таким путем образуются некоторые типы амфиболитов. Из первоначальной глины с примесью железистых веществ могут образоваться в раннюю стадию метаморфизма хлоритоиды или оттрелит, а в более позднюю стадию — ставролит. Из первоначальных угли-

стых сланцев могут быть образованы графитово-слюдяные сланцы. В условиях очень высокой температуры может появиться силлиманит в пелитовых сланцах и в гнейсах, полевые шпаты могут образоваться за счет слюды, согласно реакции, данной на стр. 288.

При увеличении степени метаморфизма размер зерна удлиняется и породы приобретают определенную сланцеватость. Окончательно, в высшую стадию метаморфизма, при котором идет развитие полевых шпатов, они принимают гнейсовую текстуру. Вообще, ряд пород, полученных путем динамотермального метаморфизма из глинистых пород, можно отнести к *пелитовым сланцам* и *пелитовым гнейсам*. Главной минералогической особенностью этих пород является большое количество слюды, как биотита, так и мусковита, но последний может иногда быть замещен его натровым аналогом — парагонитом. Кварц практически всегда присутствует, в подчиненном количестве могут присутствовать многочисленные другие минералы: полевые шпаты, гранат, хлорит, хлоритоиды, ставролит, кианит или роговая обманка, давая мелкие разновидности слюдяных сланцев и слюдяных гнейсов. Бесчисленные примеры разнообразных слюдяных сланцев были описаны из формации Дэльрэддиан (Dalradian) и Мойн (Moine) Шотландского высокогорья¹ и из комплекса Мона (Mona Complex) Англии². Мойнский гнейс состоит, кроме преобладающих псаммитовых типов, из пелитовых сланцев и гнейсов. Породы эти являются мусковито-биотитовыми сланцами или гнейсами с линзами кварца и полевого шпата, которые часто содержат гранат и редко кианит или ставролит. Их состав указывает, что они первоначально были типичными глинистыми породами³. Было также описано образование гранатовых мусковито-биотитовых сланцев путем смятия контактово-метаморфических пород Мойн вокруг гранитовых пород Карн Чеиниг, Росшир (Carn Chuinneag, Ross-shire)⁴. Роговики, которые сохранили первоначальную осадочную слоистость, состоят из гранобластического агрегата кварца, щелочного полевого шпата, граната и биотита, а иногда присутствуют андалузит или силлиманит, и представляют мелкозернистые песчано-глинистые сланцы. Позднейший динамотермальный метаморфизм действовал на роговики, а также и на граниты, вызывая совершенную сланцеватую

¹ См. Mem. Geol. Surv. Scotland on Highland areas.

² E. Grenly. Geology of Anglesey. Mem. Geol. Surv., 1923.

³ J. S. Flett in «The Geology of the Lower Findhorn and Lower Strath Nairn». Mem. Geol. Surv. Scotland, 1923, pp. 53 — 57.

⁴ Sir J. S. Flett in «The Geology of Ben Wyvis, Carn Chuinneag etc., Mem. Geol. Surv. Scotland, 1912, pp. 107 — 112.

текстуру и некоторые минералогические изменения в роговиках, из которых наиболее значительным является разрушение полевого шпата с образованием мусковита. В этом процессе изменения освобождается некоторое количество кали, который содействует превращению андалузита и силлиманита в белую слюду. Он может также соединиться с $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ и Al_2O_3 и образовывать биотит. Это железо-магнезиальное вещество образуется из присутствующих гранатов и окисей железа, которые поэтому имеют склонность уменьшаться в своем количестве. Остающийся гранат регенерируется и образует меньшее число кристаллов, но больших размеров, чем в роговиках. В этой породе были найдены гранаты, имеющие вид «снежных шаров» (стр. 292). Тождественность состава биотитовых роговиков и пелитовых сланцев Мойн была установлена путем химических анализов.

Динамотермальный метаморфизм кварцево-полевошпатовых пород. Типы кварцево-полевошпатовых пород включают кислые изверженные породы с их порфировыми разностями и лавами: песчаники, кварциты и кварцевые конгломераты. Они трудно поддаются изменению и при известной интенсивности метаморфизма достигают только катакластической стадии метаморфизма, тогда как находящиеся совместно с ними глинистые, известковые или основные породы могут быть более или менее полно перекристаллизованы. У кварцево-полевошпатовых пород наблюдаются наиболее хорошо выраженные катакластические и волокнистые структуры, которые описаны в главе XVII. Раздробление пород на массу мелких частиц, происшедшее в ранние стадии метаморфизма, очень облегчает последующую перекристаллизацию, так как действию промежуточных растворов подвергается гораздо большая поверхность агрегата.

У чистых кварцевых песчаников и кварцитов естественно наблюдается лишь небольшое изменение в минералогическом составе. Они только перекристаллизовываются и делаются более или менее слоистыми, образуя кварцевые сланцы или сланцеватые кварциты. Параллельные структуры часто заметны макроскопически; мозаичные кварциты с ориентированными прослойками серицита, происходящего от полевошпатовой примеси, и иногда с небольшим количеством линейно расположенных тяжелых минералов (магнетит и циркон), отмечающих первоначальную слоистость, принимают значительное участие в образовании кварцитовых формаций Пертшира (Perthshire). Термин *кварцевый сланец* можно употреблять для обозначения пород, несколько более богатых серицитом, которые произошли путем динамо-термального метаморфизма умеренно полевошпатовых песчаников или кварцитов.

Метаморфизм нечистых песчаников с значительным количе-

ством глинистого или известкового цемента или железисто-магнезиальных примесей приводит к образованию сланцеватого песчаника, альбитового сланца и прочих пород, которые обычно встречаются вдоль южных границ Шотландского высокогорья¹. В сланцеватых песчаниках катакластические структуры наблюдаются еще довольно часто, но альбитовые сланцы и гнейсы являются целиком перекристаллизованными. Минералогически эти породы состоят из кварца, белой слюды, образующейся из щелочного полевого шпата (стр. 296), хлорита и биотита, происходящих из железисто-магнезиальных примесей. Альбит обязан своим происхождением разложению плагиоклаза, что подробно описано в следующей части. Эпидот, цоизит или даже небольшое количество роговой обманки, образованные за счет извести плагиоклазов, количество которых может увеличиваться от присутствия другого известкового вещества.

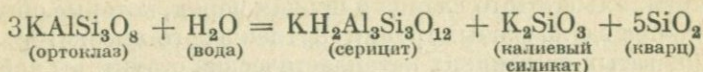
Альбит может встречаться в виде небольших водяно-прозрачных зерен, разбросанных в кварцевой массе, или может образовывать порфиробласты, которые обычно переполнены включениями.

Динамо-термальный метаморфизм гранитов происходит таким же порядком, как и у грубозернистых полевошпатовых песчаников. В первой стадии этого процесса образуется «волоконистый» гранит (Flaser-Granite). Полевые шпаты являются наиболее устойчивым минералом и наблюдаются в виде порфиробластов, тогда как остальная масса породы превратилась в зернистый агрегат. Так образуется *очковая* структура, которая резче выражена тогда, когда первоначальной породой был порфиновый гранит или гранито-порфир. В следующую стадию метаморфизма происходит перекристаллизация тонкоструктурной массы в тонкую смесь кварца и белой слюды, в то время как порфиробласты могут подвергаться изменению или нет. Конечным продуктом является грубозернистый кварцево-полевошпатовый гнейс, который в виду его изверженного происхождения называется *ортогнейсом* или *гранито-гнейсом*.

Характерным минералогическим изменением в динамо-термальном метаморфизме кварцево-полевошпатовых пород является разложение полевых шпатов с образованием белой слюды и кварца. Это изменение, которое называется *серицитизацией*, начинается в ранней стадии метаморфизма и является обратимым особенно в связи с более интенсивной

¹ E. H. Cunningham-Craig. Metamorphism in the Loch Lomond District. Q. J. G. S., 60, 1904, pp. 10 — 29.

термальной деятельностью. Кларк (Clarke) дает следующее уравнение, как наиболее вероятное для реакции ¹:



При таком ходе реакции альбит может, повидимому, образовывать парагонит (натровая слюда) и натровый силикат. Кларк предполагает, что освобожденный калиевый силикат может содействовать развитию мусковита из альбита и плагиоклазового полевого шпата. В любом случае растворы калиевого и натриевого силиката, получившиеся таким путем, могут содействовать фельдшпатизации и инъекционному метаморфизму соседних пород (см. стр. 311).

Тонкозернистые кислые изверженные породы, например кварцевые порфиры, фельзиты или риолиты, могут образовывать при динамотермальном метаморфизме тонкочешуйчатые серицитовые сланцы.

Левизиянские (Lewisian) гнейсы северо-западной Шотландии являются преимущественно первичными изверженными гнейсами, в которых полосчатые и гнейсовые структуры обязаны своим происхождением течению разнородной магмы. Гранитовые и другие гнейсы были изменены вдоль линий и зон позднейшего смятия, образуя определенную тонкую слоистость, при чем происходило развитие белой слюды, эпидота и цоизита из полевых шпатов гранитовых типов ².

Центральные альпийские гранито-гнейсы (протогин) представляют батолитовые массы гранита, которые были метаморфизованы альпийскими орогеническими движениями. Слюды и полевые шпаты часто вытянуты тангенциально давлению, при чем наблюдается значительное развитие белой слюды, эпидота и цоизита из полевых шпатов. Эти породы приводились Вейншенком (Weinschenk) в качестве примеров *пъзокристаллизации* ³, этим термином обозначается кристаллизация вязкой сдавленной магмы под влиянием ориентированного давления. Вышеупомянутые вторичные минералы, таким образом, рассматриваются Вейншенком как минералы непосредственного магматического происхождения.

Динамотермальный метаморфизм основных изверженных пород и туфов. Имеющая большое значение группа метаморфических пород, включающая хлоритовые, тальковые и рогово-

¹ Data of Geochemistry, 5 ed., 1924, p. 604.

² The Geological Structure of the North-West Highlands of Scotland. Mem. Geol. Surv. Scotland, 1907, chaps. III a. IV.

³ C. R. VIII Congr. Géol. Internat., Paris, t. 2, p. 326.

обманковые сланцы, амфиболиты и роговообманковые гнейсы, получается при термальном метаморфизме из диоритов, габбро, долеритов, базальтов и ультраосновных пород или туфов того же состава. Первоначальными минералами этих пород являются кальциевый плагиоклаз, авгит, оливин и рудные минералы, включая и ильменит и магнетит. Из этой ассоциации при сравнительно небольшом метаморфизме образуются альбит, цоизит, эпидот, роговая обманка, сфен, тальк, антофиллит и гранат. При более низкой степени метаморфизма вместо амфиболов имеют стремление образовываться хлориты.

При динамическом метаморфизме анортитовая молекула плагиоклаза становится неустойчивой и переходит в цоизит, эпидот, пренит и пр. с освобождением альбита. При небольшом метаморфизме продукты изменения образуют псевдоморфозу по полевому шпату в виде очень плотной микрозернистой смеси альбита и цоизита (или эпидота) с различными количествами пренита, серицита, хлорита, актинолита и граната. Эти вещества, которые в домикроскопический период развития петрографии считали за определенную минералогическую разновидность, теперь известны, под именем *соссюрита*, а сам процесс изменения называется *соссюритизацией*¹.

В раннюю стадию метаморфизма железисто-магнезиальные минералы могут разлагаться в хлориты. Хлоритизация бывает часто обязана своим происхождением интенсивному выветриванию и характерна для таких измененных пород, как диабаз и пропилит. Переход пироксенов в хлорит обычно дает в результате побочные продукты, как кальцит и кварц. Хлориты также наблюдаются в виде продуктов изменения гранатов. В последующую стадию метаморфизма роговая обманка образуется непосредственно из пироксена, а эпидот или цоизит и кварц могут развиваться в виде побочных продуктов изменения. Этот процесс известен под именем *уралитизации*. Вторичная роговая обманка, которая образует псевдоморфозы по авгиту, называется уралитом. При том же самом ходе изменения диопсид может дать тремолит, а натровые пироксены — натрово-глиноземистый амфибол (глаукофан). Тиллей (K. E. Tilley) устанавливает, что роговая обманка может произойти посредством химического взаимодействия между хлоритом и кальцитом или между хлоритом и эпидотом — обе эти реакции требуют привноса кремнекислоты².

При динамотермальном метаморфизме оливин разлагается в

¹ J. S. Flett and J. B. Hill. Geology of the Lizard and Meneage. Mem. Geol. Surv., 1912, p. 89.

² G. J. G. S., 79, pt. 2, 1923, p. 197.

тремолит, антофиллит или тальк. Лейкоксен — плотный агрегат мелких зернышек сфена — получается при изменении ильменита, а при более интенсивном метаморфизме из ильменита или других титано-железистых минералов образуются большие кристаллы сфена.

Многие из этих минералогических изменений появляются при первом же воздействии давления, до образования еще новых структур. Породы, измененные таким образом, но еще сохраняющие свои первоначальные структуры, могут быть соответственно названы *метагаббро*, *метадолерит* и *метабазальт*. Термин эпидиорит прилагался к долеритовым или базальтовым породам, в которых пироксены уралитизованы, так что их минералогический состав приближается к составу диорита. В следующую стадию метаморфизма ориентированное давление разрушает первоначальные текстуры и структуры, и образуются «волокнуистые» габбро, габбровые сланцы и пр.¹ Флетт (J. S. Flett) определяет волокнуистое габбро как габбро, в котором наблюдаются признаки раздробления и перекристаллизации под давлением, но еще не утратившее полностью своей изверженной текстуры и не принявшее характера сланцев.

Роговообманковые сланцы с хорошо выраженной линейной сланцеватостью являются конечными продуктами крайнего динамотермального метаморфизма основных пород. Кварц, плагиоклаз, альбит, биотит, эпидот, цоизит и рутил могут встречаться как второстепенные составные части этих пород. Термин *амфиболит* употребляется для роговообманковой породы, в которой сланцеватость уступает место гранобластической структуре. Гранат является частым, иногда обильным аксессуарным минералом, отчего получаются гранатово-роговообманковые сланцы и гранатовые амфиболиты. Гранат может образоваться вследствие реакции между первоначальным оливином и анортитовой молекулой плагиоклаза, давая альбит в виде побочного продукта. Прекрасными примерами этих типов являются интрузивные залежи эпидиорита, роговообманкового сланца и амфиболита, которые залегают в серии Дэльреддиан Шотландского высокогорья (Ben Vrackie и пр.)². Многочисленные роговообманковые сланцы и амфиболиты встречаются в левизианской толще северо-западной Шотландии и обязаны своим происхождением динамотермальному метаморфизму основных членов первоначального изверженного комплекса. В знаменитой дайке Скури, представляющей одну из интрузий поздней-

¹ Geology of the Lizard and Meneage, 1912, pp. 87 — 91.

² Geology of Blair Atholl, Pitlochry and Aberfeldy. Mem. Geol. Surv. Scotland, 1905, pp. 52, 77—83, pl. II and IV.

шей серии, пересекающей гнейсы, но только левизинского возраста, Тилл (J. J. H. Teall) проследил полный переход от офитового долерита, находящегося в центральной части, через массивную роговообманковую породу, до роговообманковых сланцев с хорошо выраженной сланцеватостью по краям, где было локализовано смятие ¹.

ГЛАВА XX.

ПЛУТОНИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ И ЕГО ПОРОДЫ.

Общая характеристика плутонического метаморфизма. Под плутоническим метаморфизмом понимают изменения, которые происходят в породах вследствие высокой температуры и равностороннего давления. Эти изменения неизбежно происходят в катазоне Грубенманна на глубинах, в которых ориентированное давление становится все менее и менее заметным и наконец является таким фактором в метаморфизме, которым можно пренебречь. Высокая температура, которая также является характерной для этой глубокой зоны, поддерживается естественным возрастанием температуры с глубиной вследствие геотермического градиента и теплотой магматических масс. Геологическое изучение глубоко размытых областей земной коры показывает, что нижние части являются почти всюду пронизанными изверженными интрузиями в гораздо большем масштабе, чем верхние части земной коры, и так как эти низкие части в общем состоят из более древних пород, они являются архейским основанием (*Grundgebirge* немецких и скандинавских геологов), где чаще всего наблюдается плутонический метаморфизм. Так как региональная интрузия магмы, особенно магмы гранитного состава, является характерной для больших глубин, то проблемы плутонического метаморфизма являются более или менее связанными с проблемами пропитывания пород магматическими эманациями, их общей инъекции изверженными жилами и пропластками и их окончательного расплавления и поглощения магмой. Это представляет явление инъекционного метаморфизма, гранитизации и т. д., которые рассматриваются более детально в следующей главе. В этой главе лучше не обращать внимания на эти явления, а рассматривать их как явления, вызванные совместным влиянием высокой температуры и большого гидростатического давления при не-большом привносе магматического материала, или без него.

Так как влияние ориентированного давления является в гро-

¹ Q. J. G. S., 41, 1885, p. 137.

мадном большинстве случаев слабым в этом типе метаморфизма, ориентированные параллельные текстуры являются в общем незначительными и уступают место равнотекстурным, неориентированным текстурам. Полная перекристаллизация без всякой заметной ориентированности кристаллов встречается таким образом в условиях плутонического метаморфизма, и типичными продуктами его являются такие породы, как гранулит, эклогит и гранулитовые гнейсы. Образованию антистресс-минералов с небольшим удельным объемом и высокой плотностью эти условия будут, очевидно, благоприятствовать.

Образующимися при этом типами пород являются кордиеритовые, силлиманитовые и гранатовые гнейсы, обязанные своим происхождением метаморфизму глинистых и песчаных пород; пироксеновый гнейс, эклогит, гранатовый амфиболит и жадеитовая порода образуются из основных изверженных пород; гранулит и лептит — из кварцево-полевошпатовых пород; кристаллические известняки и кварциты — из известняков и песчаников. Некоторые пироксеновые изверженные породы как, например, чарнокитовый ряд, повидимому, приобрели свои отличительные особенности в условиях плутонического метаморфизма. Многие из типов пород очень сходны с крайними продуктами термального метаморфизма.

Гранулит, лепгинит, лептит. Эта группа пород обнимает широкий ряд по составу, но, в общем, ее можно рассматривать как образующуюся при плутоническом метаморфизме из кварцево-полевошпатовых пород. Типичные гранулиты из знаменитого гранулитового района Саксонии¹ являются светлоокрашенными породами, состоящими из ксенобластов полевого шпата и кварцевых зерен, часто с распространенным пироксеном и гранатом и иногда с небольшим количеством силлиманита, кианита, зеленой шпинели. Типичной структурой является структура зернистого гнейса, так как породы часто имеют параллельно-полосчатое сложение, обязанное своим происхождением полосчатому удлинению кварцевых зерен (рис. 68 В) и перемежаемости полос различного минерального состава (лептинит). Химический состав гранулитов одинаков с составом гранита или полевошпатового песчаника. Имеется часто избыток глинозема над щелочами и известью, который вызывает образование кианита, силлиманита, альмандина и герцинита (зеленая шпинель). Саксонские гранулиты встречаются в виде комплекса пород овальной формы, 50 км длины и 18 км ширины, залегаая вместе с полосами пироксенового

¹ J. Lehmann. Untersuchungen über die Entstehung der altkristallinen Schiefergesteine im Sächsischen Granulitgebirge. Bonn, 1884.

гранулита, биотитового и кордиеритового гнейса, гранатовой породы и амфиболита. Этот комплекс в целом, повидимому, произошел из изверженных пород, гранитов и габбро, с подчиненными прослоями осадочных пород. Гранулиты встречаются во многих больших архейских основаниях, как, например, на Индийском полуострове, в западной Африке, Скандинавии, Канаде и Антарктике. В северо-западной части Шотландии многие типы левизианских гнейсов нужно отнести к гранулитам. Так, породы, состоящие из мозаики кварца и полевых шпатов с подчиненной роговой обманкой, биотитом, рудным минералом, сфеном и рутилом, которые можно назвать роговообманковым гранулитом, встречаются близ Лох Инвер (Loch Inver) ¹.

Гнейсовая формация Мойн, которая занимает обширную площадь в центральном и северном Шотландском высокогорье, дает хорошие примеры парагнейсов, которые образовались главным образом благодаря плутоническому метаморфизму при содействии в некоторой мере бокового давления из серии грубых песчаников, полевошпатовых песчаников и глинистых сланцев. Преобладающая псаммитовая разновидность гнейса Мойн является главным образом гранобластическим агрегатом кварца и щелочного полевого шпата, в котором разбросан мусковит и биотит в виде отдельных чешуек с параллельным расположением ². Присутствуют многие акцессорные минералы: цоизит, эпидот, циркон, магнетит, ильменит, сфен, апатит и рутил, и иногда они располагаются полосами и линиями, которые следуют первоначальной слоистости.

Лептит является термином, в настоящее время широко употребляемым скандинавскими геологами для обозначения тонкозернистых метаморфических пород, которые главным образом состоят из кварца и полевых шпатов с подчиненными мафическими минералами, включая биотит, роговую обманку и иногда гранат. Лептиты имеют состав, колеблющийся в широких пределах — от почти чистого кварцита до амфиболита — и несомненно представляют большое разнообразие первоначальных типов пород. Так, в Финляндии Эскола различает бластопорфировые лептиты, которые образовались из порфировых кислых пород, и равномернозернистые лептиты, вероятно, осадочного или туфового происхождения. Кордиеритовый леп-

¹ Geol. Structure of the North-West Highlands of Scotland. Mem. Geol. Surv. Scotland, 1907, pp. 63 — 65, pl. XLV.

² G. Barrow. On the Moine Gneisses of the East Central Highlands. Q. J. G. S., 60, 1904, pp. 440 — 449; J. S. Flett in the «Geology of Ben Wyvis, Carn Chuinneag, etc., 1912, chap. III; and in «Geology of the Lower Findhorn and Lower Strath Nairn», 1923, pp. 53 — 57.

тит имеет состав глинистого осадка ¹. Седерхольм рассматривает лептит как сборный термин для группы, к которой относятся тонкозернистые метаморфические породы сомнительного происхождения ². Лептитовые породы, ясно происшедшие из гранитового порфира и аплита, встречаются в Бенгуэлла (португальская западная Африка), где они являются интрузией в архейское основание и погружены, как и в финских районах, в огромные гранитовые батолиты ³. В обоих районах, так же как на Индийском полуострове, породы этого характера находятся совместно со скаполит- и кордиерит-содержащими гранулитами и с членами чарнокитового ряда.

Пироксеновый гнейс, пироксеновый гранулит, чарнокитовый ряд. Пироксеносодержащие породы являются распространенными в условиях плутонического метаморфизма. Среди пород, находящихся совместно с часто встречающимися типами саксонских гранулитов, имеются темные разновидности, которые богаты пироксенами (авгитом и гиперстеном) и плагиоклазом. Может иногда встречаться щелочной полевой шпат, часто гранат является играющим большую роль аксессуарным минералом, и наблюдаются разновидности, богатые кварцем, бедные кварцем и бескварцевые. Большинство из этих пород имеет типичную зернистую текстуру (пироксеновый гранулит), другие, однако, имеют более или менее выраженную гнейсовую текстуру (пироксеновый гнейс). Пироксеновые гранулиты Саксонии, повидимому, были основными изверженными породами, которые приобрели свой современный минеральный состав и структуру вследствие медленной перекристаллизации в условиях большого равностороннего давления и высокой температуры. Гнейсовая текстура некоторых разновидностей может быть вызвана метаморфизмом под влиянием тяжести.

Пироксеновые гнейсы и гранулиты были описаны из многих частей света, но почти исключительно из комплекса архейского основания. Так, из левизианских гнейсов северо-западной Шотландии были описаны гранатовые, гиперстено-авгито-плагиоклазовые гранулиты, в которых, как в породах Саксонии и в чарнокитовом ряде, все минералы являются ксенобластами и очень свежи. Некоторые разновидности пироксеновых гранулитов и гнейсов в этой местности содержат

¹ Petrology of the Orijärvi Region. Bull. Comm. Géol. Finlande, № 40, 1914, pp. 131 et seq.

² On Migmatite and Associated Pre-Cambrian Rocks of South-West Finland. Bull. Comm. Géol. Finlande, № 58, 1923, pp. 2 — 4.

³ G. W. Tyrrell. Contribution to the Petrology of Benquella. Trans. Roy. Soc. Edinb., 51, pt. 3, 1916, pp. 543 — 546.

кварц¹. Они, повидимому, все являются породами плутонического изверженного происхождения.

Чарнокитовый ряд Индии и других местностей, хотя обычно причисляется к изверженным породам, можно также связывать с рассматриваемыми породами. Сам чарнокит является зернистым гиперстеновым гранитом; чарнокитовый ряд обнимает группу, начинаясь от чарнокита, через промежуточные и основные породы (кварцевый норит и норит) до пироксенитов: все они характеризуются обилием пироксенов, особенно гиперстена². Они являются породами несомненно плутонического изверженного происхождения и чаще всего архейского возраста. Доказательством метаморфической перекристаллизации служит: их хорошо выраженная ксенобластическая структура, похожая на структуру грубого роговика; идеальная свежесть минералов, случайное присутствие гнейсовой полосчатости и появление мirmekитовых кварцево-полевошпатовых прорастаний (или *quartz de corrosion*) (стр. 93). Случайное обилие граната без признаков сопровождающего динамического метаморфизма³ и спорадических круглых кварцевых зерен, включенных в полевые шпаты, а также в мафические минералы, может также рассматриваться как проявление метаморфизма. Эта составная часть, возможно, представляет кремнекислоту, освободившуюся во время перекристаллизации подобно круглым кварцевым зернам амфиболита. Наконец, известны ассоциации чарнокитовых пород с гранулитами, при чем некоторые из последних содержат скаполит, кордиерит и другие минералы, имеющие несомненно метаморфическое происхождение (Индия, Западная Африка и пр.)⁴.

Особенный характер пород чарнокитового ряда объясняется двояко: они являются или продуктами первичной магматической кристаллизации в условиях высокой температуры и большого равностороннего давления, или они представляют плутонические изверженные породы обычного характера, которые подверглись медленной перекристаллизации в твердом состоянии в условиях плутонического метаморфизма. В этом отношении можно отметить, что анализы пород чарнокитового ряда, приведенные Вашингтоном⁵, не показывают каких-нибудь заметных отличий от анализов пород нормаль-

¹ Geological Structure of the North-West Highlands of Scotland, 1907, pp. 50 — 56.

² T. H. Holland. The Charnockite Series. Mem. Geol. Surv. India, 28, pt. 2, 1900, pp. 119 — 249.

³ Ibid., p. 196.

⁴ Tyrrell. Op. cit., pp. 539 — 546.

⁵ Amer. Journ. Sci., 41, 1916, pp. 323 — 338.

ного гранит-габбрового ряда, и поэтому возможно, что чарнокитовый ряд представляет эти породы, измененные перекристаллизацией без заметного химического нарушения состава.

Эклогит и гранатовый амфиболит. *Эклогит* представляет грубозернистую породу, состоящую из граната и пироксена. Рутил, рудные минералы и апатит могут встречаться в виде подчиненных составных частей, и разнообразные другие минералы, как, например, кварц, кианит, силлиманит, полевые шпаты, бронзит и оливин, могут наблюдаться в особых разновидностях. Роговая обманка может замещать пироксен в таких размерах, что порода переходит в группу гранитового амфиболита. Пироксен часто присутствует в виде яркозеленой разновидности, известной под названием *омфацита*, в котором натровый пироксен — жадеит находится в твердом растворе со обыкновенным авгитом. Чаще всего эклогиты и находящиеся с ними совместно амфиболиты встречаются в архейских формациях. Их способы залегания и химический состав наводят на мысль о происхождении их из основных изверженных пород, особенно долерита и габбро. В условиях плутонического метаморфизма натрово-известковый плагиоклаз является устойчивым, анортитовая молекула реагирует с первоначальным оливином или авгитом так, что образует гранат, а альбитовая молекула входит в пироксен, образуя омфацит. Жадеит наблюдается во многих альпийских эклогитах. Некоторая часть глинозема, остающаяся после завершения вышеупомянутых реакций, может соединиться с кремнекислотой, образуя кианит или силлиманит.

Многочисленные месторождения эклогита, принадлежащего к Левизиан, имеются в местности Гленелг в Сутерландшире (Glenelg Sutherlandshire). Они встречаются в тонких прослойках и неправильных массах, находящихся в связи с гранатовым амфиболитом и переслаивающихся с гранато-биотитовым гнейсом и кристаллическим известняком¹.

Эклогиты могут также быть первичного магматического происхождения, будучи обязаны своим возникновением непосредственной кристаллизации основной магмы в условиях очень большого гидростатического давления. Так, например, в Норвегии² наблюдаются некоторые месторождения эклогитов в виде полос и линз в оливиновой породе, которая, повидимому, представляет позднейшее выделение из ультраосновной магмы. Эти эклогиты в целом бедны щелочами и богаты окисью хрома. В том же самом районе (Норд-фиорд и Море) эклогит также

¹ Geology of Glenelg, Lochalsh and South-East part of Skye. Mem. Geol. Surv. Scotland, 1910, pp. 32 — 35.

² P. Eskola. On the Eclogites of Norway. Videnskapsselsk. Skr., I, Math.-Nat. Kl. Kristiania, № 8, 1921, pp. 218.

наблюдается в виде линзообразных масс в гранито-гнейсе, и эти породы отличаются от пород, находящихся совместно с ультра-основными интрузиями, тем, что они почти не содержат окиси хрома и содержат относительно большое количество щелочей. Линзы были амфиболизированы в краевых частях более поздними движениями в земной коре (рис. 74). Эскола полагает, что

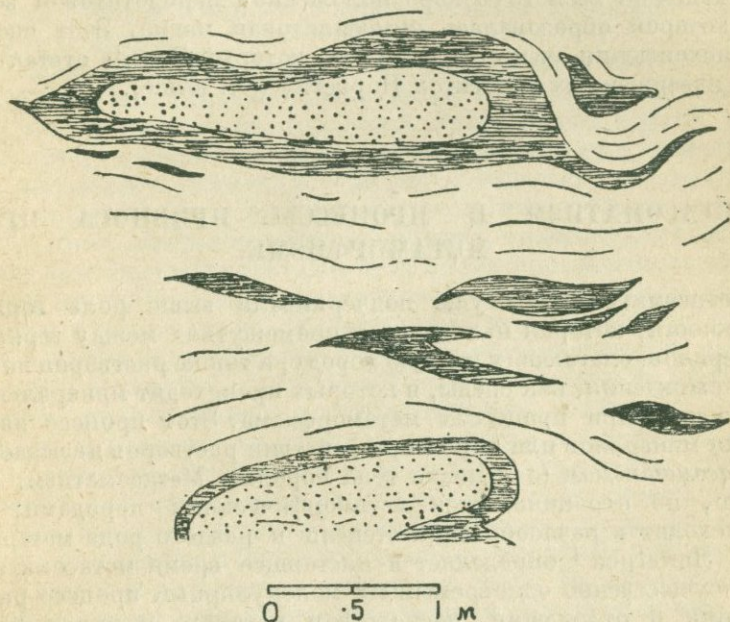


Рис. 74. Плутонический метаморфизм эклогита. Линзы эклогита в гранито-гнейсе Бригген Нордфиорд, Норвегия. Более значительные массы амфиболизированы в краевых частях, тогда как меньшие полностью изменены в амфиболит. По Эскола, «Eclogites of Norway», 1921.

эта разновидность эклогита представляет темные выделения, обычные в гранитах, которые перекристаллизовались вместе с окружающим гранито-гнейсом в условиях плутонического метаморфизма¹.

Гнездовые бесформенные массы эклогитообразных пород встречаются заключенными в кимберлите (слюдяной перидотит) южно-африканских алмазоносных трубок. Эти массы состоят существенно из граната и хром-диопсида, с аксессуарным брон-

¹ P. Eskola. On the Eclogites of Norway. Videnskapsselsk. Skr., I, Math.-Nat. Kl. Kristiania, № 8, 1921, pp. 63 — 64.

зитом, бурой слюдой, оливином или кианитом. Иногда в гнездах встречаются также алмазы и графит. Эти гнезда рассматривались как обломки, вынесенные из очень глубоко расположенной эклогитовой формации¹, но, согласно Вагнеру², они представляют обломки выделений или шлиров гранатово-пироксеновых пород (подобных ариежитам Лакруа)³, которые были рассеяны по всей глубокорасположенной перидотитовой зоне, из которой образовалась кимберлитовая магма. Этот способ происхождения очень сходен с тем, который Эскола отстаивает для изверженных эклогитов Норвегии (см. выше).

Глава XXI.

МЕТАСОМАТИЗМ И ПРОЦЕССЫ ПРИВНОСА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ.

Метасоматизм. Мы уже подчеркивали выше роль горной влажности, которая находится в промежутках между зернами минералов, слагающих горную породу, а также растворов иного происхождения, как среды, в которых происходят минеральные изменения при процессах метаморфизма. Этот процесс изменения минералов или пород при действии растворов называется *метасоматизмом* (изменение тела породы). Метасоматизм, конечно, не ограничивается метаморфическими породами, но происходит в разнообразной степени в разного рода материалах. Линдгрэн⁴ определяет в настоящее время метасоматизм как «существенно одновременный молекулярный процесс растворения и отложения, посредством которого в присутствии жидкой фазы один минерал переходит в другой иного химического состава. Различие может быть проведено между метасоматизмом, имеющим место в открытых промежутках и в жидкостях или коллоидальной среде, и метасоматизмом, идущим внутри капиллярных промежутков, как это бывает при метаморфизме. В первом случае реакции в общем управляются законом действия масс и правилом фаз. Реакции в капиллярных промежутках, однако, усложняются явлениями, связанными с энергией поверхностного натяжения, и обычные химические законы, повидимому, не приложимы во всех случаях. Кроме того, в открытых промежутках и в данной среде метасоматизм обычно

¹ V. M. Goldschmidt. Die Gesetze der Gesteinsmetamorphose. Videnskapsselsk. Skr., I, Math.-Nat. Kl. Kristiania, 1912, № 22, p. 16.

² The Diamond Fields of South Africa, 1914, p. 130.

³ Compt. Rend., Paris, t. 165, 1917, p. 381.

⁴ Bull. Geol. Soc. America, 36, 1925, p. 247.

происходит с приблизительным изменением объема, но в твердой среде не происходит замещения молекулы за молекулу, частицы за частицу или объема за объем. Эта точка зрения основывается на убедительных геологических доказательствах, показывающих, что в породах, которые подверглись метаморфическому изменению, происходит небольшое изменение объема или его не наблюдается и в измененных породах часто сохраняются структуры и текстуры¹.

Представление Линдгрена о метасоматизме касается минералов и оно тогда только приложимо к породам, когда изменяется состав всей породы в целом². Гольдшмидт, однако, рассматривает метасоматизм как превращение породы с существенным изменением состава. Его полное определение таково: «Метасоматизм является процессом изменения, который ведет к обогащению породы новыми веществами, принесенными извне. Такое обогащение происходит вследствие определенных химических реакций между первоначальными минералами и обогащающими веществами»³. В результате это определение суживает понятие метасоматизма до изменений и замещений, происходящих в породах, благодаря растворам внешнего происхождения, которые приносят новые вещества, тогда как термин Линдгрена практически является синонимом замещения любого рода раствором, образующимся внутри или вне породы, и новые вещества или привносятся, или же нет. Мы уже касались того и другого при рассмотрении метаморфических пород, но точка зрения Гольдшмидта более приложима к тем типам метаморфизма, о которых говорится в настоящей главе. По Гольдшмидту, закон действия масс приложим целиком к метасоматизму. Во время процесса замещения растворы достигают определенной минимальной концентрации в каждом случае. Этот факт объясняет, почему метасоматические процессы являются частыми, но не такими универсальными, как сами растворы, так как растворы могут только случайно и в особых условиях достигать минимальной концентрации, необходимой, чтобы произвести замещение.

Метасоматические процессы⁴. Метасоматические процессы можно классифицировать по типу пород, на которые они воз-

¹ W. Lindgren. Journ. Geol., 26, 1918, pp. 542 — 554.

² Если, однако, метасоматизм происходит в отдельных минералах породы (т. е. минеральном агрегате), состав породы должен неизбежно изменяться, и можно бы говорить о метасоматизме породы. Термин «метасоматизм породы» должен употребляться для обозначения изменений криптокристаллической или стекловатой породы.

³ Econ. Geol., 16, 1922, p. 106.

⁴ Econ. Geol., 16, 1922, pp. 108 et seq.

действуют: 1) метасоматизм силикатовых пород и кремнистых представляет, например, многочисленные замещения и изменения, которые идут в метаморфических породах, некоторые из коих описываются более детально ниже; 2) метасоматизм карбонатных пород — изменение известняка в доломит или сидерит; 3) метасоматизм соляных отложений, представляет изменения, происходящие в слоях очень растворимых солей натрия и калия; 4) метасоматизм сульфидных пород состоит в хорошо известных реакциях обогащения в сульфидных рудных месторождениях.

В метаморфизме мы главным образом касались метасоматических реакций в силикатовых и карбонатных породах. Гольдшмидт подразделяет метасоматизм в силикатовых породах в зависимости от того, приносились ли здесь металлические соединения или не-металлы и их соединения. В первой группе процессов можно различать метасоматизм щелочной, магнезиальный, известковый, железный и никкелевый, согласно тому, какие металлические соединения приносились. Щелочной метасоматизм выражается процессами альбитизации и анальцитизации, фельдшпатизации сланцев (инъекционный метаморфизм) и образования биотита, мусковита и эгирина при помощи богатых щелочью растворов. Частое нахождение магнезиальных растворов в породах доказывается широко распространенной доломитизацией известняков. Магнезиальные растворы способны растворять кремнезем, особенно коллоидный кремнезем, получающийся при выветривании (стр. 216). Эти силикатные магнезиальные растворы воздействуют на кварц и кислые силикаты с образованием антофиллита и кордиерита, а в интенсивных условиях метаморфизма, существующих внутри контактных зон больших гранитных масс, образуются кордиерито-антофиллитовые гнейсы, как, например, гнейсы Финляндии¹. Известковый метасоматизм иллюстрируется образованием эпидота за счет слюд, а железный метасоматизм представлен некоторыми процессами, благодаря которым происходило замещение основных изверженных пород, сланцев и известняков, железистыми растворами с образованием железных руд. Змеевик обладает способностью осаждать силикаты никкеля из никкелевых растворов в форме гарниерита. Замещение серпентина гарниеритом является примером никкелевого метасоматизма.

Метасоматизм, вследствие привноса не-металлов и их соединений, можно разделить на галоидный, серный, фосфорный, кремнекислый и водный и углекислый метасоматизм. Галоид-

¹ P. Escola. On the Petrology of the Onijärvi Region. Comm. Géol. Finlande, Bull. 40, 1914, p. 262.

ный метасоматизм ведет к прибавлению фтора и хлора (часто с бором). Он детально разбирается ниже в главе о пневматолитическом метаморфизме. Серный метасоматизм иллюстрируется процессом пиритизации, при чем пирит образуется благодаря реакции сульфидных растворов с железом, находящимся в породах; при этом метасоматизме также образуется алунит ($K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 4SO_3 \cdot 6H_2O$) из полевых шпатов. Фосфорный метасоматизм выражается в замещении пород фосфатами под покрывкой гуано (стр. 232).

Широко распространенное явление силификации, — замещение пород кремнем, опалом и халцедоном, можно привести как пример кремнекислого метасоматизма. Водный и углекислый метасоматизм являются химическим основанием обыкновенных процессов выветривания с образованием серпентина из оливина, хлорита из биотита и пироксена, цеолитов и карбонатов из полевых шпатов и т. д. Интенсивное изменение в этом направлении в средних и основных лавах под действием горячих углекислых вод, являющихся последствием вулканических явлений, представляет существенную особенность процесса пропилитизации (стр. 126).

Пневматолитический метаморфизм. Пневматолитический метаморфизм можно определить как изменение пород, вызванное совместными действиями высокой температуры и магматических эманаций, состоящих преимущественно из галоидных элементов, воды и соединений бора, фосфора и щелочных металлов. Термин *пневматолитиз* (действие газа) указывает на метасоматические процессы, вызванные этими агентами, главным образом в газовом состоянии и при высокой температуре. Главными образующимися при этом минералами будут: мусковит, литиевая слюда, флюорит, топаз, турмалин, аксинит, апатит и скаполит. Изменение может коснуться самих изверженных пород (эндогенное), так же как и вмещающей породы (экзогенное).

Химические элементы, участвующие в пневматолитизе, изменяются с природой магмы. С гранитами кроме воды связаны такие реагирующие вещества, как фтор, бор, соединения щелочных металлов (включая литий и бериллий) и соединения особой серии металлов: олова, меди, свинца, цинка, вольфрама, молибдена и урана. С основными магмами связаны вода вместе с хлором и соединения фосфора и титана, являющиеся главными веществами, принимающими участие в пневматолитизе.

При гранитном пневматолитизе образующиеся минералы изменяются с природой эманаций и веществ, на которые они реагируют. Когда преобладает вместе с всюду присутствующей водой бор и фтор, образуется турмалин (сложный силикат алюминия и бора с разнообразными количествами магния, железа

и щелочей), если имеется один бор, образуется аксинит (борсиликат кальция и алюминия) при реакции с кальциевыми породами. Когда фтор является преобладающей составной частью магматических эманаций, образуются флюорит (кальциевый фторид) и топаз (силикат алюминия с фтором и гидроксидом). При помощи щелочей и перегретых вод образуется мусковит, литиевая слюда; в присутствии бериллия появляется минерал берилл (алюмосиликат бериллия), и при соответствующих составных частях образуются некоторые другие металлические соединения, как, например, касситерит (двуокись олова).

С интрузией гранитной магмы связаны три главных типа пневматолита: турмалинизация, грейзенизация и каолинизация. *Турмалинизация* обязана своим происхождением совместному действию воды, бора и фтора, которые концентрируются в остаточной жидкости к концу периода кристаллизации гранита. Они могут воздействовать на уже затвердевшие части изверженной массы, и полевые шпаты частично замещаются турмалином с образованием *турмалинового гранита*. При более интенсивном воздействии полевые шпаты целиком разлагаются, и порода тогда превращается в агрегат кварца и турмалина и называется *шерловой породой*. Порода St. Austrell Корнуэля является прекрасным примером полной турмалинизации гранита ¹. Когда этот процесс захватывает вмещающие породы, уже метаморфизованные гранитом, образуется турмалиновый роговик, турмалиновые сланцы или грифельные сланцы (корнубианит) соответственно структуре первоначальной породы. Турмалин здесь сопровождается андалузитом и кордиеритом ².

Грейзенизация является процессом метасоматического изменения, вызванного действием перегретого пара и фтора. В граните этому воздействию подвергаются полевые шпаты, и они превращаются в белую слюду, которая часто содержит литий. Поэтому в результате образуются агрегаты светлой слюды и кварца, которые называются *грейзеном*. Альбит, повидимому, не поддается воздействию пневматолита этого типа и сохраняется в грейзене, тогда как калиевый полевой шпат целиком разрушается. Топаз часто является важной составной частью грейзена и может присутствовать в настолько значительном количестве, что порода получает название *топазовой породы*. Прилегающие боковые породы широко мусковитизируются при процессе грейзенизации, и в них также появляется топаз и флюорит.

Каолинизация вызывается главным образом перегретым паром с небольшим количеством фтора и бора. За счет полевого шпата

¹ J. S. Flett in «The Geology of St. Austrell». Mem. Geol. Surv., 1909, pp. 65 — 68.

² Ibid., p. 64.

гранита, претерпевающего это воздействие, образуется минерал каолинита ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), являющий главной составной частью фарфоровой глины.

Пневматолитические действия значительно реже находятся в связи с интрузией основных пород, чем с гранитами, и когда они встречаются, то вызываются действием хлора, фосфора, титана и их соединений вместе с всюду присутствующей водой. Жилы апатита (хлор-apatита, $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaCl}_2$) и рутила (TiO_2) в данном случае аналогичны жилам флюорита, турмалина и оловянного камня, связанным с гранитовыми интрузиями. При присоединении хлора к полевошпатовой молекуле образуется скаполит. Скаполиты представляют ряд смешанных кристаллов, аналогичных плагиоклазам с мариалитом, богатым натром конечным членом, отвечающим альбиту, и мейонитом, богатым известью конечным членом, соответствующим анортиту. В процессе *скаполитизации* плагиоклазы сначала становятся пронизанными небольшими включениями, содержащими насыщенный раствор хлористого натрия с плавающими кристаллами. Позднее эти включения поглощаются, входя в молекулярное строение кристалла с образованием совершенно свежего скаполита ¹.

Инъекционный метаморфизм и автометаморфизм. В предыдущей части рассматривались метасоматические действия сильно летучих составных частей магм. Теперь мы опишем метаморфические действия, вызванные инъекцией не летучих, но еще очень подвижных частей магмы, которые появляются к концу процесса кристаллизации. Эти остаточные магмы богаты водой, щелочами, глиноземом и кремнеземом, являющимися компонентами щелочных полевых шпатов. Их инъекция в породы или пропитывание пород поэтому приводит к процессам щелочного метасоматизма и особенно фельдшпатизации. Прежде чем остаточная жидкость оставит материнскую породу, они могут воздействовать на ранее образованные минералы, вызывая эффект, который рассматривается под заголовком автометаморфизм.

Можно различать два процесса в этом типе экзогенного метаморфизма: пропитывание щелочными растворами из магмы и инъекцию остаточных жидкостей пегматитовой или аплитовой породы между плоскостями сланцеватости той породы, в которую происходит внедрение. Было указано (стр. 296), что некоторые метаморфические реакции дают в виде побочных продуктов простые силикаты калия или натрия, и проникновение этих растворов в такие породы, как сланцы, в которых имеется избыток глинозема, ведет к процессу фельдшпатизации. Этот процесс является процессом пропитывания щелочными раство-

¹ J. W. J u d d. Min. Mag., 8, 1889, p. 186.

рами магматического происхождения. С другой стороны, инъекционный процесс является более эффективным процессом, при котором магматический материал проникает вдоль плоскостей слоистости, кливажа или сланцеватости пород, претерпевающих воздействие. Имеются, конечно, все переходы между инъекцией кислых и щелочных магматических остатков и недифференцированной магмой. В конечном результате образуется гнейс с структурой *lit-par-lit*, жилковатый гнейс и т. д., описанные детально ниже (стр. 315).

Типичный случай метаморфизма путем пропитывания и инъекции описан Гольдшмидтом из местности Ставангер, Норвегия¹. Здесь филлиты кембро-силурийского возраста, состоящие существенно из кварца, мусковита и хлорита, приходят в контакт с массой гранита и кварцевого диорита. В наиболее верхней зоне контактного пояса (распространения контактных действий), в 1 — 4 км от границы изверженной массы, филлиты обнаруживают небольшие округленные пятна граната. Ближе к контакту размер зерен породы увеличивается, мусковит частично замещается биотитом и начинается обогащение альбитом. Этот минерал сначала появляется в основной массе, а позднее в виде порфиробластических кристаллов. Роговая обманка и клиноцоизит образуются в этой стадии в добавление к гранату. Еще ближе к контакту начинает появляться микропертит и вместе с альбитом образует полосы, прослойки и очки (глазки). Зона, непосредственно прилегающая к контакту, состоит из инъекционного гнейса, в котором магматические остатки были с силой инъецированы между плоскостями отдельностей породы. Химически увеличение метаморфизма характеризуется прибавлением кремнекислоты и натра, возможно также извести, и потерей воды. Вновь образованный альбит, повидимому, обязан своим происхождением соединению растворов силиката натрия («растворимое стекло»), происходящих из изверженной породы, с избытком глинозема филлитов. При переходе филлита в альбитовый сланец происходит значительное увеличение объема, и это, вероятно, легко объясняет особую извилистую или птигматическую складчатость (стр. 318) метаморфизованных пород.

Химическая активность гранитовых эманаций обнаруживается образованием некоторых гнейсов в докембрии Мозамбика², где гранитовая магма инъецировала в серию древних осадков. Глинистые фации гранитизированы с образованием биотитового гнейса, тогда как известковистые и доломитовые фации, благо-

¹ Die Injektionmetamorphose im Stavanger-Gebiete. Videnskapsselsk. Skr., 1, Math.-Nat. Kl., Kristiania, 1921, № 10, 142 pp.

² A. Holmes. Q. J. G. S., 74, 1919, pp. 31 — 98.

даря взаимной реакции с гранитом, образовали роговообманковые и гранатосодержащие гнейсы.

Особый тип метаморфизма встречается в зонах с шириной до нескольких метров по краям небольших интрузий основных пород в глинистые сланцы, особенно когда интрузии являются богатыми альбитом типами, принадлежащими к спилитовой родственной группе. Глинистая порода изменяется в плотную, роговиковую породу с раковистым изломом, которая состоит из тонкозернистой смеси кварца и альбита с небольшими варьирующими количествами актинолита, рутила, хлорита или эпидота, сланцеватая текстура целиком исчезает. Эти породы называются *адинолами*, когда они полностью изменены, и *адиноловыми сланцами*, когда сланцеватый материал и текстура частично сохраняются. Химические анализы неизмененных сланцев и адинолов, происходящих при их изменениях, обнаруживают, что имелся значительный привнос кремнекислоты и натрия из изверженной в метаморфизованную породу. Породы этого характера очень распространены в Корнуэлсе, где альбитовые диабазы и зеленокаменные породы контактируют с так называемыми киллас (killas) или сланцами этого района ¹.

С экзогенным инъекционным метаморфизмом, обязанным своим происхождением проникновению остаточного магматического материала в окружающие породы, можно связывать многочисленные эндогенные изменения, образованные теми же самыми агентами. Сюда относятся процессы альбитизации, анальцитизации и, вероятно, серпентинизации, так же как и образование реакционных структур, какими являются мирмекиты, венцы и келифитовые каемки (стр. 92). Такие образования незаметно переходят в образования, встречающиеся в нормальном реакционном цикле между ранее выкристаллизовавшимися минералами и магматической жидкостью, в которую они погружены (стр. 76). Изменение изверженной породы ее собственными остаточными жидкостями было названо Серджентом ² *автометаморфизмом*. Эндогенный пневматолит или автопневматолит (Лакруа), описанный в предыдущей части, нужно рассматривать как особый случай автометаморфизма. Все эти проявления находятся на границе между настоящими магматическими и метаморфическими процессами и относятся петрологами то к первым, то ко вторым.

В настоящее время Р. Колони (R. J. Kolony) ³ обратил вни-

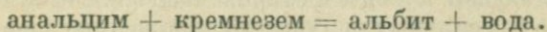
¹ H. Dewey. Trans. Roy. Geol. Soc. Cornwall, 15, 1915, p. 71; C. Reid and J. S. Flett. Geology of the Land's End District. Mem. Geol. Surv., 1907, p. 26. См. также другие Cornish Memoirs.

² H. C. Sargent. Q. J. G. S., 73, 1918, p. 19.

³ Journ. Geol., 31, 1923, pp. 169 — 178.

спилитовой группе. Альбитизация несомненно встречается в некоторых из этих пород, но, как указывает Уэллс, первоначальные магмы должны быть соответственно богаты натром, так как все члены длинной и разнообразной серии также богаты альбитом. Эскола считает появление альбита в спилитовых породах связанным с позднейшими магматическими реакциями. В альбито-клинопироксеновых смесях эвтектическая точка должна лежать очень близко к альбитовому концу серии, и поэтому пироксен должен кристаллизоваться первым почти во всех возможных смесях. Но так как офитовые соотношения имеются как в альбито-пироксеновых, так и в альбито-роговообманковых породах, то он считает, что первоначальные полевые шпаты должны были кристаллизоваться первыми и должны были иметь известковистый состав. Альбит таким образом обязан своим происхождением реакции между этими ранними кристаллами и богатым натром магматическим остатком при удалении извести, как это видно из вышеприведенного уравнения. Эскола полагает, что первоначальная магма заметно отличалась от обыкновенного базальта, но с точки зрения законченности и широких пределов замещения можно думать, что первоначальная магма должна была быть сравнительно богатой натром.

Анальцимизация представляет процесс, подобный альбитизации, при чем натрово-известковые полевые шпаты таких пород, как тешенит, частично замещаются анальцимом¹. Изменение происходит вдоль краев кристаллов, трещин и трещин спайности. Вместе с этим фиолетовые титан-авгитовые кристаллы изменяются по краям в зеленый эгиринсодержащий пироксен, оливин переходит в биотит и хлорит, и ильменит в биотит. Все эти изменения указывают на увеличение количества натра, кремнезема и воды, и можно не сомневаться, что анальцимизация также вызывается магматическими реакциями и является аналогичной альбитизации. Что эти два процесса могут быть близки друг к другу, видно из уравнения:



Это наводит на мысль, что анальцимизация представляет собой процесс, связанный с присутствием большого количества воды в богатых натром основных магмах, тогда как альбитизация является соответствующим процессом в подобных же магмах, но относительно бедных водой.

Послойно инъецированный (lit-par-lit) гнейс, сложный гнейс, анатексис и палингенезис. Роль магматических эманаций

¹ A. Scott. On primary Analcite and Analcitisation. Trans. Geol. Soc. Glasgow, XVI, pt. I, 1916, pp. 36 — 45.

в образовании инъекционных гнейсов была отмечена в предыдущей главе. Усиление этого процесса инъекцией главного тела гранитной магмы вдоль плоскостей сланцеватости соседних пород ведет к образованию ленточного гнейса или послойно инъектированного (*lit-par-lit*) гнейса, в котором тонкие слои гранитного материала чередуются с полосами инъектированных пород, более или менее измененных реакциями, с проникшими магматическими эманациями. Боковые породы, лишенные сланцеватости, могут быть тем не менее пересечены большим числом жил и дайк, расположенных во всех направлениях (*жильный гнейс*). При относительно большом притоке изверженного материала угловатые обломки раздробленной, измененной боковой породы отделяются и обволакиваются магмой, получается *изверженная брекчия* Седерхольма¹. Если при более или менее полной ассимиляции боковой породы и взаимном обмене материала с магмой происходит полное перемешивание и если тестообразная масса является в то же самое время гнейсовидной отчасти благодаря магматическому движению, а частью вследствие давления на больших глубинах, то образуются крайние типы метаморфических пород, известных под названием *сложных гнейсов* или *мigmatитов* (Седерхольм)². Такая региональная гранитизация с образованием тестообразной вязкой массы, обладающей некоторым магматическим характером и способной к движению, была названа Седерхольмом³ *анатексисом*. Послойная инъектированность была отмечена Дарвином около Кэптауна (Cape Town).

Термин гнейс *lit-par-lit*, однако, был введен Мишель-Леви для обозначения явления инъекции «слой за слоем» в краевых частях некоторых французских гранитов⁴. Детальное рассмотрение явления дал недавно Феннер при изучении способа происхождения докембрийских гнейсов в высокогорной области Нью-Джерси⁵. Процесс инъекции, повидимому, протекал спокойно и постепенно, при чем проникновение изверженного материала в тело прилегающей породы с сопровождающим взаимодействием имело место без сильных нарушений положения слоев или листоватости (рис. 75). Сохранение первоначального положения пород, в которые происходит внедрение, предполагает вязкость

¹ Om granit och gneiss. Bull. Comm. Géol. Finlande, 23, 1907.

² По-греч. *migma* — смес. См. J. J. Sederholm. Über die Entstehung der migmatischen Gesteine. Geol. Rundsch., 4, 1913, pp. 174 — 185.

³ По-греч. *ana* — вверх; *tektos* — расплавленный. On Regional Granitisation (or Anatexis). Congrès Géol. Internat., C. R., 12, 1913, pp. 319 — 324.

⁴ Granite de Flamanville. Bull. Serv. Carte Géol. France, 5, № 36, 1893 — 1894, pp. 317 — 357.

⁵ Journ. Geol., 22, 1914, pp. 594 — 612, 694 — 702.

внутри магмы, которая не согласуется с проникающей способностью магматических веществ. Предполагается, однако, что медленному поступанию вперед главного тела магмы предшествовало продвижение более жидкой или даже летучей части, действие которой являлось подготовительной стадией при импрегнации боковых пород, растворяя их минералы, реагируя с ними и вызывая общее размягчение или, может быть, даже некоторое разжижение. Это наблюдается в условиях плутонических магматических инъекций, которые приводят инъецированные породы в тестообразное вязкое состояние, что обнаруживается обычным нахождением участков сложной извилистой складчатости в более хорошо наблюдаемых прочных слоях (рис. 76). Такое явление называется *пигматической* складчатостью.

Полностью перемешанные и переработанные породы, известные под названием мигматитов и сложных гнейсов, были детально иссле-

дованы Седерхольмом в Финляндии и Колем в Ирландии. Основная точка зрения Коля на анатексис ирландских гнейсов хорошо суммирована в его речи на геологической секции Британской Ассоциации. Полосатые гнейсы, в которых гранитный материал перемежается с биотитовыми и роговообманковыми сланцами, обязаны своим происхождением, по его мнению, поглощению покровов основного материала огромными подземными бассейнами гранитной магмы (рис. 77). Так полагают, что туфы и лавы Киуотинской (Keewatin) серии доставили материал для основных полос в лаврентьевские гнейсы Канады, и

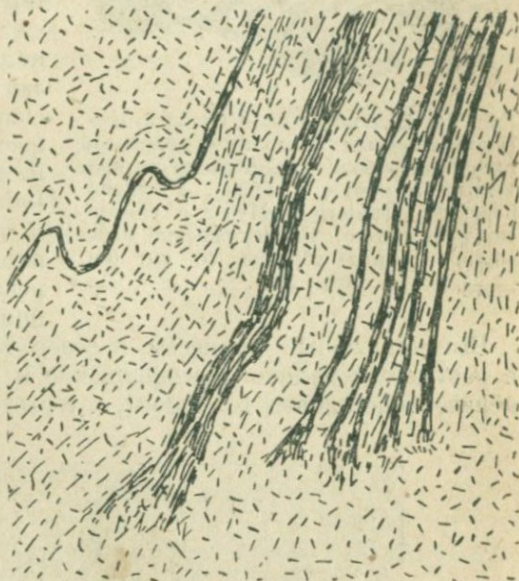


Рис. 75. Образование сложных и полосчатых гнейсов.

На рисунке видно проникание гранита в темные сланцы и постепенное исчезновение и ступеньвание полос, Томпсон, Нью-Джерси. По С. N. Fenner, Journ. Geol., 1914. Рисунок представляет отполированную ледником поверхность горной породы площадью около квадратного метра.



Рис. 76. Птигматическая складчатость. Птигматическая складчатость кварцевой жилы в амфиболите. С образца из коллекции Ланфайн (Lanfaine), Гунтериановский (Hunterian) Музей в университете в Глазго. Происхождение неизвестно. Длина образца 20 см. (см. стр. 318).

подобный же материал, по-видимому, перерабатывался в «основной гнейс» Гольуэя (Galway) и Донегаля, Швеции и Финляндии. Проф. Баррель (J. Barrer) также придерживался взгляда, что региональный метаморфизм обязан своим происхождением скорее внедрению изверженной массы, чем глубине и давлению, и что перекристаллизация в сланцах и гнейсах является главным образом результатом реакции с эманациями из прилегающих батолитов.

Вышеописанные процессы в своем крайнем развитии дают в результате полное перемешивание и расплавление пород с образованием новых тел магмы, которые способны к инъекции и

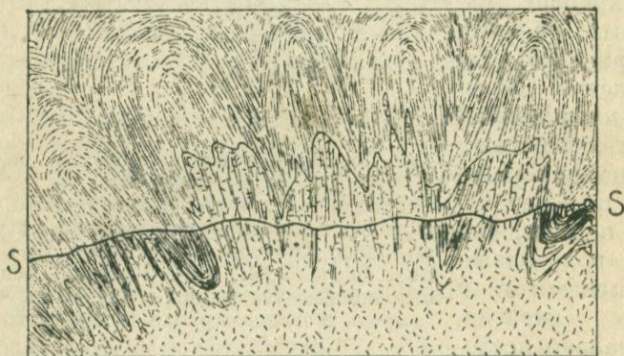


Рис. 77. Анатексис и образование сложных гнейсов. Разрез иллюстрирует интрузию гранита в складчатые сланцы с образованием послойно инъецированных (lit-par-lit) и сложных гнейсов. По G. A. J. Cole. On Composite Gneisses in Boylagh, West Donegal. Trans. Roy. Irish Acad., 24, 1904, p. 225. Виден гранит, прокладывающий себе путь в сложноскладчатый свод и образующий прослойки в сланцах. Линия SS представляет земную поверхность; ниже этой линии действительный разрез, а выше реставрация первоначального строения.

прохождению через цикл магматических превращений. Этот процесс регенерации магмы был назван Седерхольмом *палингенезисом*, который приписывает ему некоторые из архейских гранитов и гранодиоритов Фенноскандии. Бубнов считает, что герцинские граниты и диориты Шварцвальда и Оденвальда произошли благодаря региональному переплавлению оснований древних гнейсовых массивов, находящихся поблизости (рис. 78).

Петрогенетический цикл начался в первоначальной земной коре магматического происхождения, и свежий материал доста-

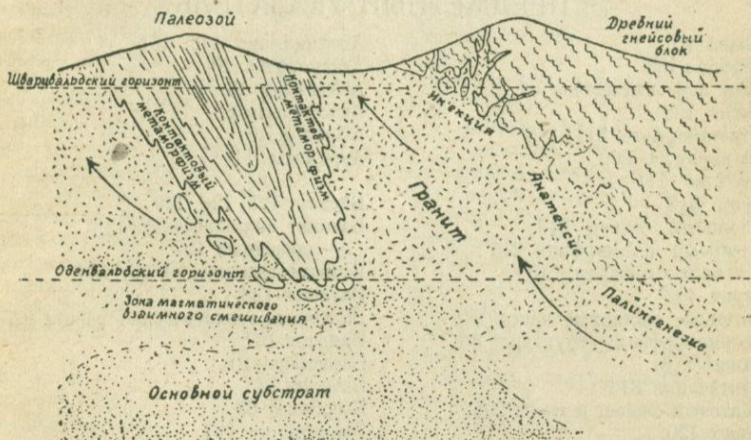


Рис. 78. Палингенезис, анатексис, инъекционный и контактный метаморфизм в южной Германии.

На фигуре изображен древний гнейсовый блок, в нижней части которого вследствие расплавления образовалась гранитная магма. Смятая палеозойская масса окружена гранитом. С поднятием основного субстрата под геосинклиналью образуются габбро, диориты и гранодиориты, вследствие перемешивания основной магмы с гранитом. Верхний и нижний пунктир представляют горизонты Шварцвальда и Оденвальда. Слегка изменено из книги S. Bubnoff «Die Gliederung der Erdrinde», 1923.

влялся с каждым новым извержением магмы из глубин. При воздействии внешних геологических сил, первичные породы превратились в разнообразные типы вторичных отложений. Впоследствии многие из уже образовавшихся пород, как первичных, так и вторичных, подверглись метаморфическому воздействию и были более или менее полно преобразованы, вследствие чего появились новые минералы и новые текстуры. С регенерацией магмы региональным переплавлением метаморфизованных пород в более глубоких частях земной коры полностью завершился большой круговорот петрологических превращений.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Аа лава 40
 Абсорбция 182
 Авгита переохлаждение 61
 Авгитит 128
 Автометаморфизм 311, 313
 Аггломерат 23, 200
 Адамеллит 111
 Адинол 313
 Адиоловый сланец 313
 Аддитивный метаморфизм 245
 Акцессорные минералы 103
 Алевроит 198
 Аллогенные составные части 184
 Аллотриоморфная структура 85
 Аллювий 205
 Альбитизация 314
 Альбитовый сланец и гнейс 295
 Альнеит 120
 Амигдалоиды 40
 Аморфные минералы 216
 Амфиболит 304
 Амфиболы 16
 Анализы изверженных пород 13, 51,
 58, 64, 75, 110, 115, 118, 122, 124, 129,
 150, 157, 161, 167, 170, 178
 Анальцимизация 315
 Анальцимовый базальт 128
 — сиенит 113
 Анаморфизм 247
 Анатексис 316, 318,
 Ангидральный 83
 Андезит 125
 Анкарамит 128
 Апортозит 117, 137
 Апортозито-чернокитовая родственная
 группа 137
 Антистрессовые минералы 254
 Антрацит 239
 Анхи-эвтектические породы 156
 Апапраун 40
 Аплит 111
 Аргиллит 206, 208
 Аркоз 173, 197
 Арктическая родственная группа 136
 Ассимиляция 146, 161
 Астеносфера 10
 Атмосфера 10
 Афанитовый 82
 Афролит 40
 Аэролиты 11
 Базальт 125, 126, 129
 Базальт анальцимовый 128
 — щелочный 127
 Базальтовые потоки 58, 136
 Базанит 128
 Бактерии, геологическая работа 233
 Бандаит 127
 Барисфера 10
 Батолит 34
 Беербахит 83
 Бекинкинит 115
 Белые пятна 212
 Береговые пески 188
 Бинарных магм, кристаллизация 63
 Биомеханические отложения 226
 Биосфера 10
 Биохимические отложения 226
 Бисмалит 27
 Битуминозный уголь 236
 Властические процессы 290
 Бластиофитовая структура 260
 Бластиопелитовая структура 260
 Бластиопорфировая структура 260
 Бластиосамитовая структура 260
 Бластиосефитовая структура 260
 Влекбэнд 222
 Бобовая железная руда 222, 233
 Богхэдский уголь 239
 Боксит 179
 Бораты 226
 Бостонит 90
 Брекчии сбросовые 200
 Брекчия 198, 199
 Брекчия трения 200
 Бруситовый мрамор 286
 Бульжники 185, 186, 200
 Бурый уголь 236

Валунная глина 207
 Валунные слои 200
 Валуны 185
 Вариолит 96, 97
 Вариационные диаграммы 131
 Везувий, лава 41, 42
 Венцовая текстура 92, 93
 Викоит 124
 Витрофировая структура 85
 Витрэн 238
 Вогезит 120
 Водорослевые известняки 230
 Волнистая лава 40, 41
 Волюпробойные знаки 195, 196
 Восстановительные сферы 212, 213
 Вторичные минералы 103
 Вторичные породы 18, 19, 168
 Второстепенные минералы 103
 Вулканическая пыль 22, 23
 Вулканические породы 104
 Вулканический ил 208
 Вулканический нект 33
 Вулканический тип залегания извер-
 женных пород 104
 Вулканический туф 23
 Выветривание 169, 173, 179

Габбро 116
 Галечники 200
 Гальмиролиз 223
 Ганистер 203
 Гаюиновый фюнолит 124
 Гемикристаллическая порода 79
 Гетероморфизм 56
 Гиалопилитовая структура 90
 Гибридные породы 94
 Гидрогели 215
 Гидрозоли 215
 Гидросфера 10
 Гипабиссальные породы 104
 — — последовательность изверже-
 ния 145
 Гиридиоморфнозернистая структура 84,
 85
 Гипокристаллический 79
 Глина 185, 206, 209
 — валунная 207
 — гончарная 209
 — кирпичная 209
 — красная 234
 — с кремнями 178
 — фарфоровая 209
 Глинистый железняк 222
 Глинистых пород, термальный метамор-
 физм 278
 Глобигериновый ил 228

Глобулит 81
 Глубинные зоны 247
 Глыбовая лава 40, 41
 Гнейс 264
 — пироксеновый 302
 — сложный 315
 Гнейсовая структура 263, 264
 Гологидриновый 79, 80
 Голокристаллический 79, 80
 Гончарная глина 209
 Горькие озера 225
 Горючие сланцы 209
 Гравий 186, 200
 Гранат 16
 Гранатово-роговообманковый сланец 298
 Гранит 80, 108, 110, 111
 — рибекитовый 112
 — щелочный 110
 Гранитовый амфиболит 298, 304
 Гранитовый состав 110
 Гранобластическая структура 260
 Гранодиорит 57, 58, 108, 110, 111
 Гранодиорито-андезитовая родствен-
 ная группа 137
 Гранофир 112
 Гранулит 264, 300, 302
 Граувакки 173, 203
 Графическая структура 65
 Грейзен 310
 Грейзенизация 310
 Грубообломочные породы 198, 202
 Гуано 309
 Гумус 181

Давление в магме 159
 — в метаморфизме 243
 — равностороннее гидростатическое
 243
 — ориентированное 243
 Дайка 28, 29
 Дайковые пачки 29, 30
 Дацил 120, 121, 122
 Дедоломитизация 286
 Дезинтеграция 168, 169, 172, 183, 184
 Деллинит 121
 Дельтовое строение 194
 Дендриты 212
 Дермолит 41
 Деформация пород 290, 291
 Диабаз 119
 Диаграмма температуры и состава 63,
 64, 65
 Диатомовая земля 235
 Диатомовый ил 235
 Динамотермальный метаморфизм 246,
 290

- — кварцево-полево-шпатовых пород 294 — 296
- — основных изверженных пород и туфов 296 — 299
- Динамотермальный метаморфизм
 - — глинистых пород 292 — 294
- Диопсидо-альбито-анортитовая система 70 — 73
- Диорит 108, 110
- Директивные структуры 89
- Дисперсные системы 213
- Дифференциация 76, 146, 148
 - гравитационная 153, 156
 - кристаллизационная 151, 153
 - несмешивающихся жидкостей 150, 151
 - путем ассимиляции 161
 - роль летучих составных частей 157 — 159
 - теории 148 — 150
 - фильтрационная 156, 157
- Дифференцированные интрузии 38, 39
- Диффузия в силикатовых расплавах 150, 151
- Дождевые капли, отпечатки 196
- Долерит 119
- Долиоморфные породы 78
- Доломит 221, 222
- Доломитизация 222
- Доломитовый известняк 221
- Друза 212
- Дюрэн 238
- Жадит** 304
- Железная бобовая руда 222
- Железняк глинистый 222
- Жеода 212
- Жерновые камни 220
- Жильный гнейс 316
- Залегание пород, типы** 104
- Зернистость изверженных пород 82, 83
 - органических отложений 227
 - осадочных пород 184, 185
 - химических отложений 210, 211
- Знаки волноприбойные 195, 196
- Зональная структура в плагиоклазе 68
- Зональность 73
- Идиобластические кристаллы** 260
- Изверженная деятельность и движение земной коры 140 — 143
- Изверженные породы 17, 18
 - — классификация 98
 - — номенклатура 107, 108
 - — образование 59, 60
- — последовательность во времени 143 — 146
- — разнообразия 146
- — распределение 130
- — родственные группы 133, 138
- — серии 130
- — средний химический состав 50, 51
- — формы и строение 21, 22
- — частота распределения 59
- — щелочные 135, 164, 166
- Известковая водоросль 220, 221
 - накипь 220
- Известковые изверженные породы 135
- Известковый силикатовый роговик 286
- Известковый туф 220
- Известняк 218, 227
 - коралловый 231
 - криноидный 230
 - харовый 230
- Известняков термальный метаморфизм 284 — 287
- Изограда 250
- Ийолит 114, 115
- Ил вулканический 208
 - голубой 208
 - зеленый 208
 - коралловый 208
 - красный 208
 - озерный и болотный 236
 - радиоляриевый 234
- Интергранулярная структура 89 — 90
- Интерсертальная структура 89
- Интраформационная брекчия 200
- Интрузивные изверженные породы 21
 - — — залежи 24 — 26
 - — — классификация 24
 - — — отношения к геологическим структурам 23, 24
- Интрузивные конические слои 30 — 32
- Интрузии дифференцированные 38, 39
 - многократные 37
 - несогласные 23, 24
 - сложные 37
 - согласные 23, 24
- Инъекционный метаморфизм 245
- Инъекционные формы изверженных пород 21
- Какирит** 273, 274
- Калиевые отложения 224
- Камптонит 120
- Канадит 113
- Каолин 209
- Каолинизация 310
- Карбоната кальция осаждение 219

Карбонатные минералы 17
 — отложения 219 — 222
 «Картофельные» камни 212
 Катазона 248
 Катаклаз 270
 Катаклазит 267, 273
 Катакластическая структура 271
 Катакластический метаморфизм 244, 270
 Катаморфизм 247
 Каустический метаморфизм 244
 Кварцеводоеритовые дайки 28
 — габбровая родственная группа 136, 142
 — интрузивные залежи 25, 154
 Кварцевое габбро 136
 Кварцевый базальт 127
 — долерит 119
 — роговик 288
 — сланец 294
 Кварцит 203, 288
 Кедробразный лакколит 38
 Кельфитовые каемки 92
 Кеннелский уголь 239
 Кенит 123
 Керсантит 120
 Кизельгур 235
 Кирпичные глины 209
 Кларен 238
 Классификация изверженных пород 99, 106
 Классификация пород вообще 17—20
 Кластические процессы в динамометр-
 мальном метаморфизме 290
 Кливаж разрыва 279
 Кливаж скопления 272
 Клооса методика 35, 36, 49
 Коллоидальная система 181, 213
 Коллоиды 213
 Кольцевые дайки 30, 31
 Комендит 121
 Конгломерат 201
 Конгломерат от трения 273
 Конкреции 211, 212
 Контактный метаморфизм 244, 277
 — — глинистых пород 281, 282
 — — мергеля 283
 Континентальные отложения 175
 Коралловый известняк 231
 — ил 208
 Косая слоистость 194
 Красная глина 178, 234
 Красные камни 203
 Красный ил 208
 Кремнь 216, 217, 234
 — радиоляриевы 234

Кремневые кислоты 51, 52
 Кремнекислоты, число 132
 Кремнистая накипь 216
 Кремнистые отложения 216, 234
 Криноидный известняк 229
 Криптокристаллическая структура 82
 Кристаллизации начало 80, 81
 Кристаллизационная дифференциация 151
 Кристаллиты 80, 81
 Кристаллические формы 82, 83
 Кристаллический известняк 285
 Кристалличность 79, 80
 Кристаллобластическая структура 259
 Кристаллы и стекло 59, 60
 Ксенобластические кристаллы 260
 Ксенолитовая текстура 93
 Ксенолиты 93
 Кункар 220
 Куронгит 240
 Лабильная стадия (степень) 61
 Лава волнистая 40 — 42
 — глыбовая 40, 41
 — подушкообразная 43, 44
 Лавовые потоки 22
 Лакколит 27
 Лакколит кедробразный 38
 Лампрофит 119
 Ландшафтный мрамор 212
 Лапилли 22
 Латерит 179, 180
 Латеритовые руды 180
 Ларвикит 113
 Латит 123
 Ледниковые отложения 207
 Ледниковый перенос 207
 Лейкократовые породы 103
 Лейцитит 128
 Лейцитовый базальт 128
 Лейцитифир 124
 Ленточные осадки 209
 Лептинит 300
 Лептит 301
 Перцолит 118
 Лесс 174, 200
 Летучие составные части в магме 157
 Летучие составные части в метамор-
 физме 243, 309
 Лигнит 236
 Лицийский камень 289
 Лизеганговые кольца 215
 Ликвидус 67
 Лимбургит 128
 Лимонит 17
 Липарит 121

- Листоватость 193
- Lit-par-lit гнейс 121
- Литология 9, 10
- Литотамниевый известняк 202
- Литотамниевый песок 202
- Литофиза 96
- Лонгулиты 81
- Лополит 27, 28
- Люгарит 83, 115

- Магма, бинарная 63
 - давление в 159
 - однокомпонентная 60
 - первичная 57
 - состав 50, 51
 - тройная 68 — 70, 73, 74
 - физико-химический состав 54 — 56
- Магматические молекулы 54 — 56
- Магнезиальный известняк 221
- Мальхит 112
- Мангерит 137
- Маргарит 81
- Мафические минералы 103, 105, 106
- Меджерит 127
- Мезозона 248
- Мел 229
- Меланит 271, 274, 275
- Меланократовые породы 103
- Мелкозем 186, 204, 205
- Мелкоземистые песчаники 204
 - сланцы 204
- Мелтейгит 115
- Мергель 181, 210
- Мергель триасовый 205, 210
- Мерокристаллический 80
- Метабазальт 298
- Метагаббро 298
- Метадолерит 298
- Метаморфизм 242
 - агенты 243
 - аддитивный 245
 - влияние ориентированного давления 256, 257
 - влияние состава пород 250 — 253
 - влияние тепла и равностороннего давления 253 — 255
 - глинистых пород 278, 283
 - глубинные зоны 247
 - динамотермальный 246
 - контактовый 244, 277
 - нагрузки 246
 - оптический 244
 - песчаных осадков 288
 - плутонический 247
 - пневматолитический 245
 - равновесие в 252, 253
- региональный 247
- регрессивный 253
- с привнесом 245
- статический 246
- термальный 280
- типы 244 — 247
- Метасоматизм 306, 307
 - процессы 307, 308
- Метасиликатовые минералы 52
- Метастабильная стадия 61
- Метеориты 11
- Механический анализ осадков 186, 187
- Мигматит 316
- Микрогранитовая структура 85
- Микрографическая структура 91
- Микрокристаллический 82
- Микролиты 80, 81
- Микропегматит 66, 91
- Микропертит 66
- Минерализаторы 157
- Минералогическая классификация в изверженных породах 102, 103
- Минералы
 - вторичные 103
 - второстепенные 103
 - мафические 103, 105, 106
 - метасиликатовые 52
 - насыщенные 101, 102
 - ненасыщенные 102
 - ортосиликатовые 52
 - первичные 103
 - пирогенные 54
 - полисиликатовые 52
 - породообразующие 15, 16, 17
 - существенные 103
 - фельсические 103, 105, 106
- Минетта 120
- Мирмекит 93
- Многократная интрузия 37
- Молекулы магматические 54 — 56
- Молекулярная концентрация 62
- Мономинеральные породы 154, 155
- Монзонит 113
- Мончикит 120
- Морские илы 208
 - отложения 175
- Мрамор 230, 285
 - серпентиновый 287
 - форстеритовый 287
- Муллит 284

- Напластование потоков 194, 195
- Направление давления в метаморфизме 245
- Насыщения линия 133
 - принцип 101

Насыщенные минералы 101, 102
 Натровая минерал 120
 Натровый трахит 123
 Напряжение в земной коре 30
 Некк, вулканический 33
 Ненасыщенные минералы 101, 102
 Неравномерно-зернистые структуры 85, 86
 Несмешиваемость 150, 151
 Несогласные интрузии 23 — 24
 Нефелинит 128
 Нефелиновый базальт 128
 — монзонит 113
 — сиенит 112, 113
 Нитраты 225
 Новакулит 289
 Позеоновый феолит 124
 Номенклатура изверженных пород 107, 108
 Номенклатура метаморфических пород 264 — 270
 Нордмаркит 113
 Норма 100, 101

 Обломочные породы 182 — 197
 Обсидиан 80
 Одицит 120
 Однокомпонентная магма, кристаллизация 60, 61
 Озера горькие 225
 — соленые 225
 Озерные отложения 208
 Ойкокристалл 86
 Окатанность зерен 189, 190
 Оксидит 128, 129
 Окружение песчаных зерен 174, 175
 Оливин 16
 Оливиновый базальт 86, 90, 127
 — долерит 86
 Омфакит 304
 Оникс 211, 219
 Оолитовый железняк 223
 — известняк 223
 Оолиты 220, 221
 Оптический метаморфизм 244
 Опускание кристаллов в магме 154 — 156
 Органические отложения 176, 225, 226
 — — классификация 226, 227
 Ортогнейс 295
 Ортосиликатовые минералы 52
 Ортофиновая структура 85
 Орштейн 223
 Осадочные отложения 176, 177
 — породы 182 — 210

Осадочных пород, второстепенные структуры 194 — 196
 — — классификация 197 — 198
 — — пород минералогический состав 183, 184
 — — размер зерна 184 — 187
 — — связность 191
 Освобожденные минералы 78
 Основные каемки изверженных пород 152
 Основных изверженных пород и туфов динамотермальный метаморфизм 296 — 299
 Основных лав и туфов термальный метаморфизм 289, 290
 Остаточные отложения 176, 177 — 182
 Осыпи 172, 199, 200
 Отдельность 45 — 47
 — призматическая 46
 — столбчатая 46
 Отложение 175, 176
 Отложения пирокластические 22, 28
 Отпечатки дождевых капель 196
 Офикальцит 287
 Офитовая структура 89
 Офитомотлинг 89
 Очковая структура 274, 295

 Палимпестовая структура 259
 Палингенезис 315, 318, 319
 Палласит 12
 Панидиоморфная структура 85
 Пантеллит 121
 Пегматит 156
 Пелиты 198
 Пелитовые породы 260
 Пемза 40
 Первичные магмы 57
 — минералы 103
 — породы 17, 18
 Перекристаллизация в глинистых породах 272
 Перенос 174, 175
 — ветром 175
 — газов 168
 Переохлаждение 61
 Пересыщение 61
 Перидотит 118, 119
 — щелочной 114
 Перлитовая структура 98
 Перлит 66
 Пески 184, 187 — 189, 202, 203
 — размер зерен 186
 Песчаник 203, 204
 Песчанистых пород термальный метаморфизм 288, 289

- Песчаные породы 197, 202
 Песчаные осадки 191
 Петрогенезис 9
 Петрогенетический цикл 319
 Петрографические периоды 138 — 140
 Петрографические провинции 138 — 140
 Петрография 9
 Петрология 9
 Пехштейн 96
 Пиезокристаллизация 296
 Пизолиты 220, 221
 Пизолитовый 178
 Пикрит 114
 Pillow сложение 42 — 44
 Пирогенные минералы 51 — 54
 — — происхождение 54
 Пирокластические отложения 22, 23
 Пироксенит 118
 Пироксеновый гнейс 302
 — гранулит 302
 Пироксены 16
 Пирометаморфизм 244, 277
 — глинистых пород 283, 284
 — кремнистых пород 288
 Пиросфера 10
 Письменный гранит 66
 Плагиоглаз, кристаллизация 67
 Пластические процессы в динамотер-
 мальном метаморфизме 290
 Пластичность глин 207
 Плато-базальт 58, 136
 — химический состав 58
 Плато-базальтовая родственная группа
 142
 Плоскости раскола 47
 Плутонические породы 104
 Плутонический метаморфизм 247
 Плутонический порядок извержения
 144
 — тип залегания изверженных по-
 род 104
 Пневматолит 309
 Пневматолитический метаморфизм 245,
 309
 Подразделение метаморфических пород
 249
 — осадочных пород 186
 Пойкилитовая структура 86, 88
 Пойкилофитовая структура 89
 Полисиликатовые минералы 52
 Породы, классификация 17, 18
 — определение 9, 14
 — разрушение 168
 — состав 14
 Порфир кварцевый 112
 Порфировая структура 85 — 88
 Порфирид 275
 Порфиробластическая структура 260
 Порцелланит 289
 Последовательность изверженных по-
 род во времени 143 — 146
 — лав 145, 146, 198 — 202
 Почва 180 — 182
 Принцип Рикке 256, 257
 Пропилит 126
 Пропилитизация 309
 Пропитывание (метаморфическое) 311,
 312.
 Протогин 296
 Псамиты 197
 Псевдотахилит 276
 Псефиты 197
 Птероподовый ил 228
 Птигматическая складчатость 317
 Пузыристость 39, 40
 Пуласкит 113
 Пульвериты 211
 Пылевые штормы 174
 Пыль 186, 206
 Пэзанит 112
 Пэхуху, лава 41
 Пюи 22
 Равностороннее давление в метаморфизме
 247
 Радиолариевый ил 234
 Радиолариевый кремнь 234
 Радиоларит 234
 Разложение 168
 Размер зерен осадочных пород 186
 Разнообразие изверженных пород 146
 Равнинный известняк 229
 — песок 230
 Расстеклование 81, 82
 Реакционная каемка 92
 — пара 77
 Реакционное соотношение 76
 Реакционные серии 77
 — текстуры 91, 92
 Реголит 178
 Регрессивный метаморфизм 253
 Реликтовые минералы 253
 Речные пески 183, 184
 Рибекитовый гранит 112
 Рикке принцип 256
 Риолит 98, 120, 121, 137
 Рифовые поднятия 231
 Роговик 262
 — кварцевый 288
 Роговообманковый сланец 298, 299
 Родственные группы изверженных по-
 род 133 — 138

- Родство 130, 131
- Роккалит 110
- Рудиты 186
- Салические минералы 101
- Сбросовые брекчии 200
- Связность 191
- Секрции 212
- Селитры, месторождения 225
- Септария 212
- Серицитизация 295
- Серпентин 16
- Серпентиновый мрамор 287
- Сидериты 11
- Сидеролиты 11
- Сиенит 112, 113
 - анальцимовый 113
 - содалитовый 113
 - щелочной 113
- Сила самопроизвольной кристаллизации 60
- Силлиманитовый гнейс 288
- Симптоматические минералы 102
- Синактектические минералы 92
- Скаполитизация 311
- Скопулиты 81
- Сланец гранатово-роговообманковый 298
 - хиастолитовый 261
- Сланцеватая структура 258
- Сланцеватый песчаник 275, 295
- Сланцевый кливаж 272
- Сланцы 271
 - контактный метаморфизм 282
 - узловатые 262
- Следы животных 196
- Сложение изверженных пород 21, 39
 - подушкообразное 42, 44
 - флюидальное 44, 45
- Сложные интрузии 37
- Сложный гнейс 315, 316, 318
- Слои интрузивные конические 30, 31
- Слоистая отдельность 45
- Слоистость 176
- Слоистость косая 194
- Слоистость согласная и несогласная 193
- Слюдисто-диоритовая родственная группа 137
- Слюды 16
- Слюдяные сланцы 292
- Смешанные кристаллы 67
- Снежный шар гранита 291, 292
- Согласные интрузии 23, 24
- Содалитовый сиенит 113
- Солевые отложения 223
- Соленость морской воды 224
- Соленые озера, отложения 224
- Солидус 67
- Соссюритизация 297
- Спессартит 120
- Спилит 127, 130
- Спилитовая родственная группа 142
- Средиземноморская родственная группа 138
- Сталагмит 219
- Сталактиты 219
- Стасфуртское месторождение 224
- Статический метаморфизм 246
- Стекла и кристаллы 59, 60
- Стекла, образование 62, 63
- Стереофитовый известняк 227, 228, 231
- Стратификация 176
- Стресс-минералы 257
- Структура аллотриоморфная 83, 84
 - бластоофитовая 260
 - бластопелитовая 261
 - бластопорфировая 260
 - бластопсифитовая 260
 - бластопсамитовая 260
 - витрофировая 85
 - второстепенная 194
 - гнейсовая 263, 264
 - микрогранитовая 85
 - микрографическая 91
 - неравномернозернистая 84, 85
 - ортофировая 85
 - офитовая 89
 - очковая 295
 - пизолитовая 178
 - пойкилитовая 85, 86, 88, 89
 - пойкилоофитовая 89
 - порфиробластическая 260
 - порфировая 85, 86, 87, 88
 - прорастания 90, 91
 - пятнистая 262
 - равномернозернистая 84, 85
 - серийная 85
 - субофитовая 89
 - трахитовая 90
 - фельзитовая 85
 - фельзофировая 86
 - цементная 274
- Субгедральные кристаллы 83
- Сфериты 211
- Сферолиты 95, 96, 97
- Тахилит 128
- Твердые сланцы 276
- Текстура изверж. пород 39, 50, 59, 60, 74, 75
 - ксенолитовая 93
 - шаровая 94, 95

- Тектоносфера 10
 Текучий тип лавы 41
 Температурный градиент 10
 Тералит 114
 Термальный метаморфизм 277
 — — глинистых пород 278
 — — известняков 284, 285
 — — основных лав и туфов 289
 — — песчаных пород 288, 289
 Терра-роза 178
 Тефрит 128
 Тешенит 114
 Тиллит 209
 Тингуаит 116
 Типы залегания изверж. пород 104
 Толент 80
 Тоналит 111
 Топазовая порода 310
 Торбанит 240
 Торф 235
 Точильный камень 289
 Травертин 220
 Траппообразный гнейс 276
 Трахиандезит 123
 Трахибазальт 127, 129
 Трахибазальтовая родственная группа 138, 142
 Трахит натровый 123
 — фонолитовый 123
 Трахитовая структура 90
 Трахитоидная структура 90
 Трещел 235
 Треугольная диаграмма 68, 69
 Трещины в иловатых осадках 196
 Трещины усыхания 196
 Тридимит 288
 Трихиты 81
 Тройной магмы кристаллизация 68, 69
 Троктолит 116
 Трондъемит 137
 Турмалинизация 310
 Турмалиновый гранит 310
 Тяжелые минералы в осадках 187, 188
 Ультрамилонит 276
 Уралитизация 297
 Уртит 115
 Факолит 33
 Фанеритовая порода 82
 Фанерокристаллическая порода 82
 Фарфоровая глина 209
 Фельзит 121
 Фельзитовая структура 85
 Фельзофировая структура 86
 Фельсические минералы 103, 105, 106
 Флюидальное сложение 44
 Фонолит 122, 125
 — позеановый 124
 Фонолитовый трахит 123
 Форма зерен 189, 190
 Форстеритовый мрамор 287
 Фосфатные отложения 231
 Фюзен 237
 Хадакриссталлы 86
 Харовый известняк 230
 Хелюраун 41
 Хиастолитовый сланец 261
 Химические отложения 176, 210
 — — классификация 213
 Хлоригизация 297
 Хонолит 34
 Цементация осадков 191
 Цементная структура 274
 Цементный камень 210
 Чарнокит 11, 137, 303
 Чарнокитовый ряд 302, 303
 Шамозит 223
 Шаровая текстура 94, 95
 Шерловая порода 310
 Шлак 39, 40
 Шлиры происхождение 156
 Шонкинит 113
 Шпинель 284
 Щелочные базальты 127
 — сиениты 113
 Эвкрит 116
 Эвтектика 65
 Экзолюция 91
 Эклогит 304 — 306
 Экструзивные формы 21
 Эоловая слоистость 194
 Эпизона 248
 Эссексит 116

5312