
**ПОСОБИЕ
К ЛАБОРАТОРНЫМ
ЗАНЯТИЯМ
ПО ОБЩЕЙ
ГЕОЛОГИИ**

ПОСОБИЕ
К ЛАБОРАТОРНЫМ
ЗАНЯТИЯМ
ПО ОБЩЕЙ
ГЕОЛОГИИ

Издание третье, переработанное и дополненное

*Допущено Министерством высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебного пособия для студентов
геологических специальностей вузов*



МОСКВА «НЕДРА» 1983



4248

Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии: Учебное пособие для вузов/В. Н. Павлинов, А. Е. Михайлов, Д. С. Кизевальтер и др.—3-е изд., перераб. и доп.—М.: Недра, 1983, 160 с.

Дана современная номенклатура и терминология главных породопорообразующих минералов, основных типов горных пород и структурно-тектонических форм. Уделено внимание самостоятельной работе с горным компасом, изучению по геологической карте складчатых и разрывных нарушений и составлению геологических разрезов. В третьем издании (2-е изд. — 1974 г.) приведена новейшая геохронологическая таблица, уточнены классификации горных пород, изложено генетическое деление и описание магматических горных пород.

Для студентов геологических специальностей вузов.
Ил. 64, табл. 9.

Авторы:

*В. Н. Павлинов, А. Е. Михайлов, Д. С. Кизевальтер, Н. Г. Мельникова,
М. И. Никитина, А. А. Рыжова, Д. Г. Сапожников.*

Рецензент — кафедра динамической геологии Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова.

**Валентин Николаевич Павлинов, Александр Евгеньевич Михайлов,
Дмитрий Сергеевич Кизевальтер и др.**

ПОСОБИЕ К ЛАБОРАТОРНЫМ ЗАНЯТИЯМ ПО ОБЩЕЙ ГЕОЛОГИИ

Редактор издательства *Е. К. Семилеткова*
Обложка художника *Н. А. Седельникова*
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*
Технический редактор *О. А. Колотвина*
Корректор *А. А. Передерникова*

ИБ 5748

Сдано в набор 08.06.83 Подписано в печать 22.11.83 Т-20396 Формат 60×90^{1/16} Бумага книжно-журнальная Гарнитура «Литературная» Печать высокая Усл.печ. л. 10,0
Усл. кр.-отт. 10,25 Уч.-изд. л. 11,9 Тираж 18400 экз. Заказ 667/18-1 Цена 40 коп.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19

Набрано в типографии Прейскурантиздата, 125438, Москва, Пакгаузное шоссе, 1.
Отпечатано в московской типографии № 32 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли.
103051, Москва, Цветной б., 26.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Лабораторные занятия по курсу «Общая геология» представляют собой весьма важную часть в общем цикле геологических дисциплин. Они дают студентам возможность познакомиться с главнейшими породообразующими минералами и важнейшими горными породами, с основами стратиграфии и геохронологии. Студенты получают навыки работы с горным компасом и приобретают начальные знания в чтении геологической карты и составлении геологических разрезов.

Сведения о минералах и горных породах, о работе с компасом и геологической картой, изложенные во многих руководствах по теоретической части курса общей геологии, в силу их краткости недостаточны для самостоятельной работы студентов над материалом практической части курса. Учитывая это, коллектив авторов кафедры общей геологии и геологического картирования МГРИ подготовил настоящее издание.

Вышедшее в 1974 г. «Пособие к лабораторным занятиям по курсу общей геологии» быстро разошлось, в связи с чем возникла необходимость в его новом издании. Пересмотрев содержание пособия в соответствии с новыми данными по геохронологии, минералогии и геотектонике, авторы внесли необходимые изменения. Содержание пособия отвечает современной учебной программе лабораторных занятий по общей геологии. Общее редактирование осуществлено В. Н. Павлиновым.

Авторы с признательностью примут все замечания по настоящей работе.

І. ГЛАВНЕЙШИЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Земная кора состоит из различных горных пород и минералов. **Минералы**¹ — это природные химические соединения или самородные элементы, возникшие в результате разнообразных физико-химических процессов, происходящих в земной коре и на ее поверхности. Иными словами, минералы являются продуктами определенных физико-химических и термодинамических процессов, существующих в земной коре (температура, давление, состав компонентов). Минералы в природе находятся преимущественно в твердом состоянии. Реже встречаются жидкие (ртуть, вода) и газообразные (горючие газы, углекислый газ) минералы. Ниже приводится описание только твердых минералов

В настоящее время известно около 3000 минералов, включая и их разновидности. Из всех минералов лишь очень немногие имеют широкое распространение в составе горных пород. Они называются **породообразующими**. В курсе общей геологии изучаются не все, а только **главнейшие минералы**.

ВНЕШНИЙ ВИД (МОРФОЛОГИЯ) МИНЕРАЛОВ

Наиболее простой и распространенный метод изучения минералов — это знакомство с ними по внешним признакам, т. е. определение их макроскопическим путем, в отличие от микроскопического и других более точных методов, применяемых в минералогии, петрографии и минераграфии. Твердые минералы в большинстве случаев являются **кристаллическими веществами**, либо имеющими либо все или менее хорошо выраженную форму многогранников, либо встречающимися в виде неправильных по форме зерен или сплошных масс. Реже встречаются **аморфные минералы**, образующие бесформенные массы.

Основным признаком кристаллических веществ является строго определенная группировка слагающих их атомов и ионов, которые занимают определенные места в пространстве, образуя кристаллические решетки. Геометрически кристаллическая решетка представляет собой плотно пригнанные друг к другу многогранники (кубы, октаэдры, параллелепипеды, ромбоэдры и др.), в вершинах, центрах или серединах граней которых на строго определенном расстоянии располагаются атомы (или ионы). Они образуют так называемые **узлы кристаллической решетки**. Совокупность узлов, лежащих вдоль прямой и периодически повторяющихся через равные промежутки, образует **ряд пространственной решетки**, а совокупность рядов, расположенных в этой **плоскости**, — **плоскую сетку кристаллической решетки**.

¹ Термин происходит от латинского *minera* — руда.

Кроме явно кристаллических веществ, в земной коре широкое распространение получили скрытокристаллические, к числу которых относятся коллоиды. Как известно, к коллоидам относятся разнородные дисперсные системы, состоящие из дисперсной среды (растворитель) и дисперсной фазы (тонкораспыленные частицы). Среди коллоидов различают золи, в которых дисперсная среда преобладает над дисперсной фазой, и гели, в которых, наоборот, преобладает дисперсная фаза. Примером зелей могут служить железистые воды, а гелей — лимонит (гель гидроокислов железа), опал (гель кремнезема) и др. Потерявшие с течением времени воду гели подвергаются перекристаллизации, при этом часто возникают радиальнолучистые, зернистые или волокнистые агрегаты, называемые **метаколлоидами** (бывшими коллоидами). Твердые коллоиды, как показали рентгеноструктурные исследования, представляют собой не аморфные, как считали ранее, а скрытокристаллические вещества.

Аморфные (стеклообразные) вещества характеризуются отсутствием кристаллического строения. Они подобны жидкостям или расплавам. Физические свойства аморфных веществ — электропроводность, теплопроводность, твердость, оптические свойства и др. — изотропны, т. е. они одинаковы во всех направлениях. Различие во внутреннем строении приводит и к различию свойств и внешних признаков кристаллических и аморфных веществ.

СВОЙСТВА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ

В зависимости от величины ионного радиуса данного иона находится число соприкасающихся с ним в кристаллической решетке ионов другого элемента. Например, в решетке галита (NaCl) каждый ион натрия окружен шестью ионами хлора, расположенными в шести углах октаэдра, так же как и каждый ион хлора окружен шестью ионами натрия (рис. 1, V). Кристаллические структуры очень разнообразны, и выражается это разнообразие во внешнем облике кристаллов, в их форме.

Основы учения о строении кристаллов были разработаны русским ученым-кристаллографом Е. С. Федоровым. В конце XIX в. он создал учение о симметрии кристаллов и вывел 230 видов симметрии кристаллов, группирующихся в семь кристаллографических систем или сингоний. Впоследствии гениальные выводы Е. С. Федорова были полностью подтверждены рентгеноструктурным анализом.

К числу характерных свойств большинства кристаллических минералов относится **свойство самоограничения** при их росте, т. е. способность образовывать кристаллы. Каждому минералу присуща своя кристаллическая форма, зависящая от типа химических связей решетки, химического состава и условий его образования. В кристалле различают следующие элементы: **границы**, или **плоскости**, ограничивающие кристаллы, **ребра** — линии пересечения граней, **вершины** — точки пересечения ребер, **гранные углы** кристал-

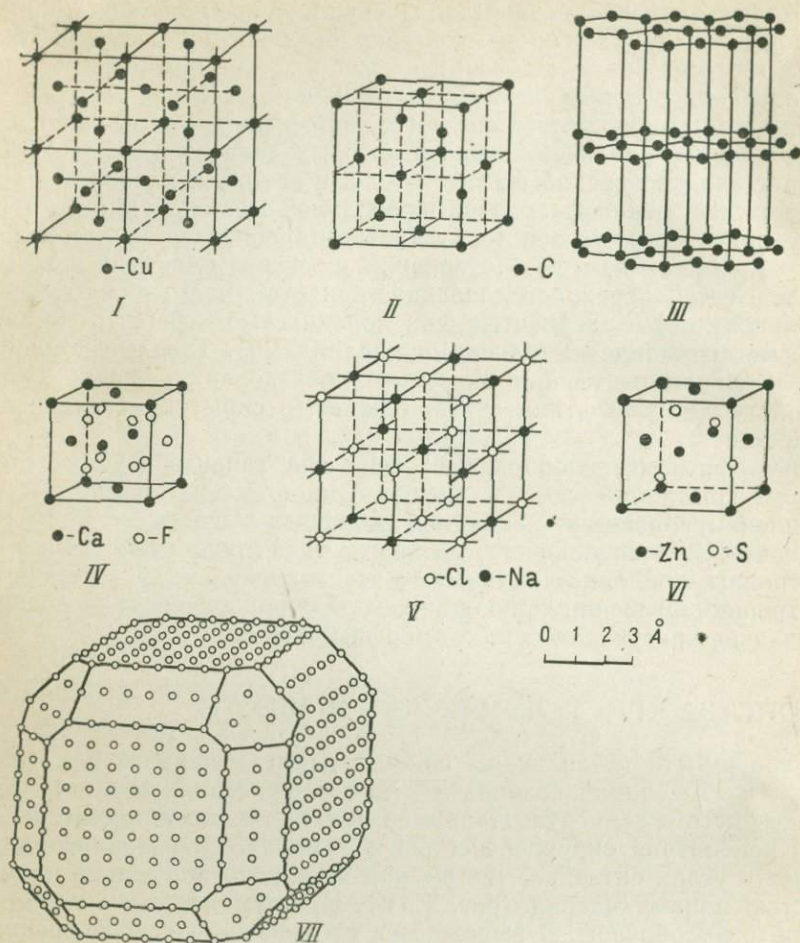
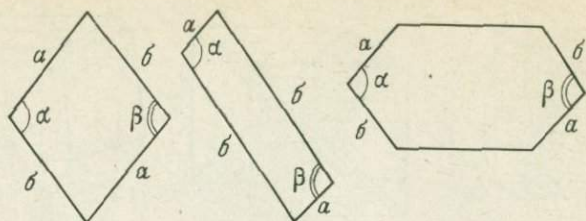


Рис. 1. Кристаллические решетки некоторых минералов:

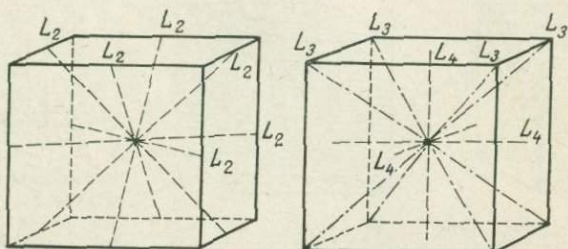
I — медь; II — алмаз; III — графит; IV — флюорит; V — галит; VI — цинковая обманка; VII — структура кристалла меди

ла — углы между гранями. Вершины кристаллов соответствуют узлам пространственной решетки, ребра — рядам, а грани — плоским сеткам пространственной решетки.

Для всех кристаллов одного и того же вещества углы между соответствующими гранями одинаковы и постоянны. Этот закон постоянства граничных углов — один из важнейших законов кристаллографии (рис. 2, I). Он позволяет определять минералы даже в мелких обломках кристаллов, если они в какой-то мере сохраняют естественные грани. Закон постоянства граничных углов позволяет для каждого естественного кристалла вывести его идеальную форму, которая обнаруживает характерный для данного кристалла тип



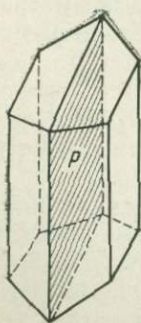
I



a

II

b



III

Рис. 2. Элементы симметрии:

I — постоянство гранитных углов при меняющейся форме кристаллов одного минерала (a , b — грани, α , β — гранные углы); II — расположение осей симметрии в кубе: a — оси симметрии второго порядка (L_2), b — оси симметрии третьего (L_3) и четвертого (L_4) порядков; III — плоскость симметрии (P) в кристалле гипса

симметрии, т. е. сочетание кристаллографических элементов. Однако при одних и тех же гранных углах форма кристаллов может быть различна.

КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКИЕ ОСИ И ЭЛЕМЕНТЫ СИММЕТРИИ КРИСТАЛЛОВ

Симметрия — закономерность в расположении элементов ограничения кристалла, выражающаяся в повторяемости частей при вращении вокруг его оси. Так, при вращении кристалла, имеющего вид правильной шестигранной призмы, вокруг своей оси при каждом повороте на 60° будет наблюдаться совмещение его граней, ребер и вершин с их начальным положением. Следовательно, этот

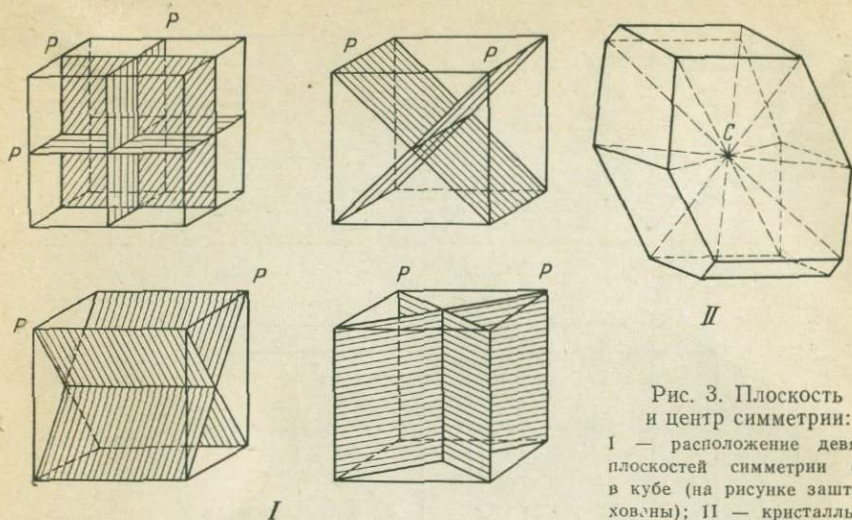


Рис. 3. Плоскость и центр симметрии:
 I — расположение девяти плоскостей симметрии (P) в кубе (на рисунке заштрихованы); II — кристаллы с центром симметрии (C)

кристалл построен симметрично. Прямая линия, при повороте вокруг которой всегда на один и тот же угол все части кристалла симметрично повторяются n раз, называется **осью симметрии** (обозначается буквой L). Число n , показывающее, сколько раз при повороте на 360° вокруг оси кристалл может совмещаться с исходным положением, называется порядком и обозначается цифрой, которая ставится внизу справа от буквы оси (см. рис. 2, II). Число n всегда целое, и в кристаллах могут существовать оси симметрии только второго, третьего, четвертого и шестого порядка.

Плоскость симметрии — мысленно проведенная плоскость, которая делит кристаллы на две зеркально равные части и обозначается буквой P (см. рис. 2, III). В кубе таких плоскостей девять (рис. 3, I). Кроме осей и плоскостей симметрии, многие кристаллические многогранники имеют **центр симметрии** — точку внутри кристалла, на равных расстояниях от которой в диаметрально противоположных направлениях располагаются одинаковые элементы ограничения (параллельные грани, вершины). Он обозначается буквой C (рис. 3, II).

Ось, плоскость и центр симметрии называются **элементами симметрии**. Русский ученый А. В. Гадолин доказал, что у кристаллов возможны 32 различные комбинации элементов симметрии, называемые видами, или классами симметрии. Все виды симметрии группируются по степени сложности в семь крупных групп, или систем, называемых **кристаллографическими сингониями**. Среди них выделяются низшие, средние и высшие сингонии.

Наименее симметричные кристаллы — триклинной сингонии (рис. 4, 1—3). У них из возможных элементов симметрии наблюдается только центр симметрии, иногда и он отсутствует. Этот вид сингонии свойствен альбиту, микроклину и другим минералам.

К моноклинной сингонии (рис. 4, 4—5) относятся кристаллы,

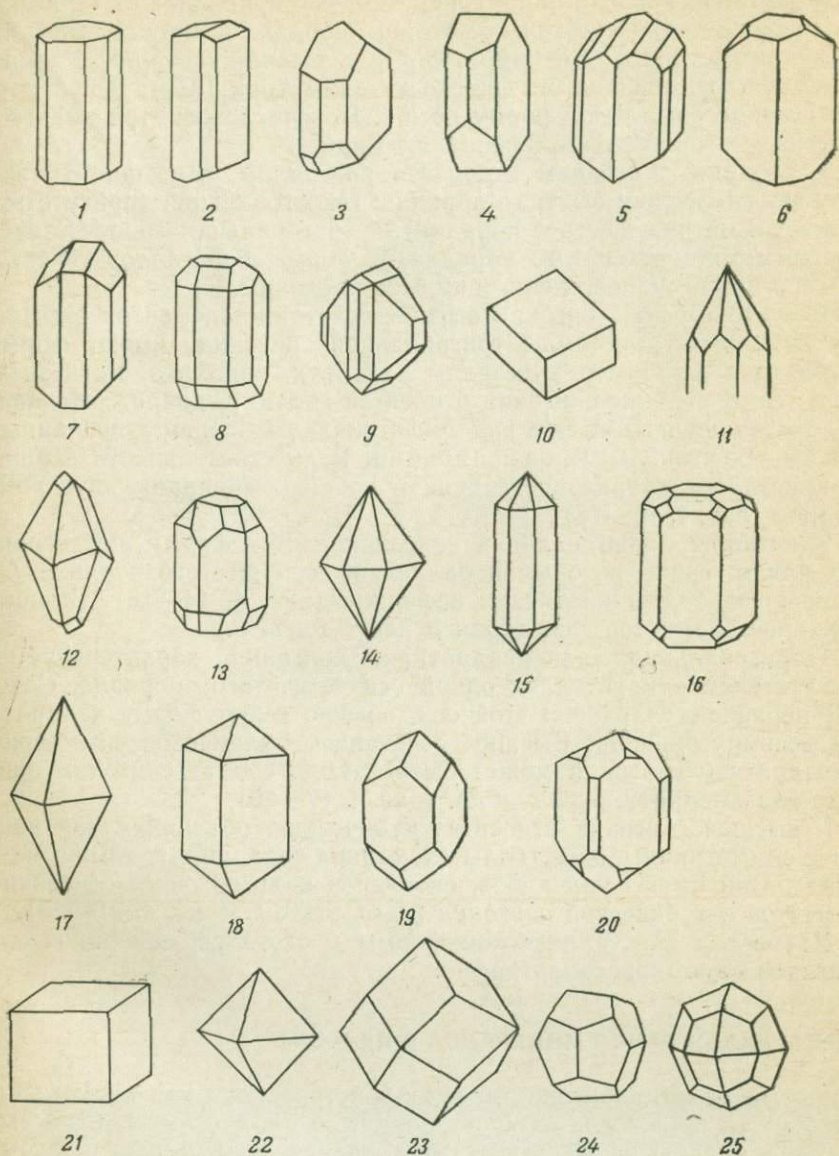


Рис. 4. Наиболее распространенные формы кристаллов различных сингоний:
 1—3 — триклинная сингония; 4—5 — моноклинная сингония; 6—9 — ромбическая сингония;
 10—13 — тригональная сингония; 14—16 — гексагональная сингония; 17—20 — тетрагональная
 сингония; 21—25 — кубическая сингония

которые имеют либо одну плоскость симметрии, либо одну ось второго порядка, либо и ту и другую вместе в сочетании с центром симметрии. К этой категории принадлежат ортоклаз, гипс, мусковит, некоторые амфиболы.

К ромбической сингонии (рис. 4, 6—9) принадлежат кристаллы, имеющие одну или три оси второго порядка и две или три плоскости симметрии (L_22P или $3L_23PC$), а также кристаллы с тремя осями второго порядка без плоскости симметрии ($3L_2$). В поперечном сечении они имеют форму ромба. Перечисленные три вида сочетания — это категория низших сингоний.

К средним сингониям относятся кристаллы, имеющие только одну ось симметрии высшего порядка: гексагональная (присутствует ось симметрии шестого порядка), тетрагональная (присутствует ось симметрии четвертого порядка). Формы кристаллов гексагональной и тригональной сингонии весьма сходны.

В тригональной сингонии высшее сочетание элементов симметрии L_33L_23PC . Кристаллы тригональной сингонии имеют форму ромбоэдров, например кристаллы кальцита, доломита, магнезита, гематита. К этой же сингонии относятся корунд и кварц, хотя кристаллы последнего имеют вид гексагональных призм, увенчанных как бы гексагональными пирамидами. В действительности вершины кристаллов кварца представляют собой комбинацию двух ромбоэдров (рис. 4, 10—13).

Кристаллы гексагональной сингонии имеют форму шестигранных призм, грани которых параллельны оси шестого порядка L_6 . Таковы кристаллы апатита и нефелина (рис. 4, 14—16). Высшее сочетание элементов симметрии в ней L_66L_27PC .

Тетрагональная, или квадратная, сингония характеризуется присутствием в кристаллах одной оси четвертого порядка. Сечение, перпендикулярное к этой оси, обычно имеет форму квадрата или восьмиугольника. Высшим сочетанием элементов симметрии в квадратной сингонии может быть L_44L_25PC . Эта сингония присуща халькопириту, рутилу и др. (рис. 4, 17—20).

К высшей сингонии относится кубическая, объединяющая наиболее симметричные кристаллы (каменная соль, пирит, алмаз, магнетит). Они имеют вид кубов, октаэдров и др. Высшее сочетание элементов в кубической сингонии $3L_44L_36L_29PC$ (рис. 4, 21—25).

Изучением кристаллической формы и структур минералов занимается наука кристаллография.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ МИНЕРАЛОВ В ПРИРОДЕ

В природе кристаллические минералы встречаются как в виде одиночных кристаллов или их сростков, так и в виде скоплений, называемых минеральными агрегатами. Эти агрегаты состоят из компонентов, обладающих внутренним кристаллическим строением. Среди минералов выделяют три группы, обладающие характерным обликом, или габитусом кристаллов (рис. 5):

- 1) изометрические формы, одинаково развитые по всем трем направлениям, — магнетит, пирит, гранат (рис. 5, I);
- 2) удлинённые в одном направлении формы — призматические, столбчатые, игольчатые и лучистые — барит, кварц и др. (рис. 5, II);

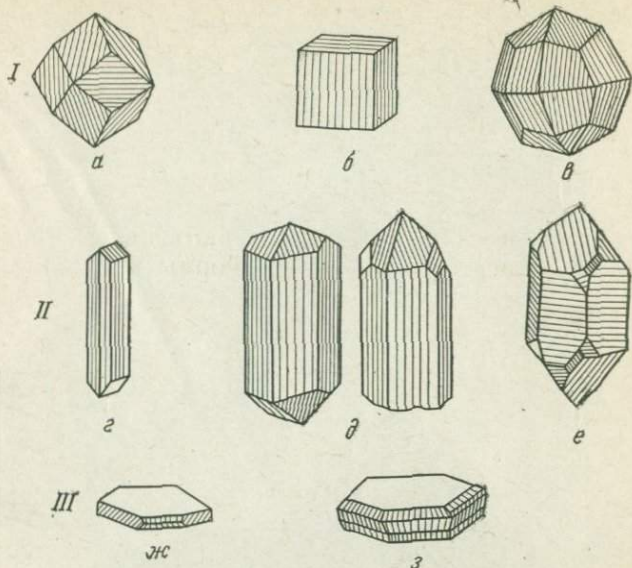


Рис. 5. Три основные группы кристаллов, обладающих характерным обликом (габитусом):
 I — изометрические (а — магнетит; б — пирит; в — гранат); II — вытянутые в одном направлении (z — барит, д — антимонит, е — кварц); III — вытянутые в двух направлениях при сохранении третьего короткого (ж — барит, з — хлорит)

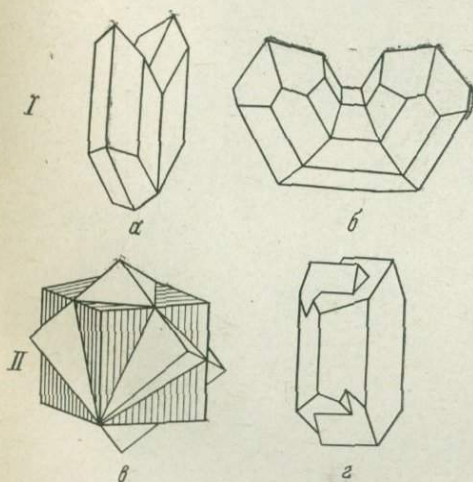
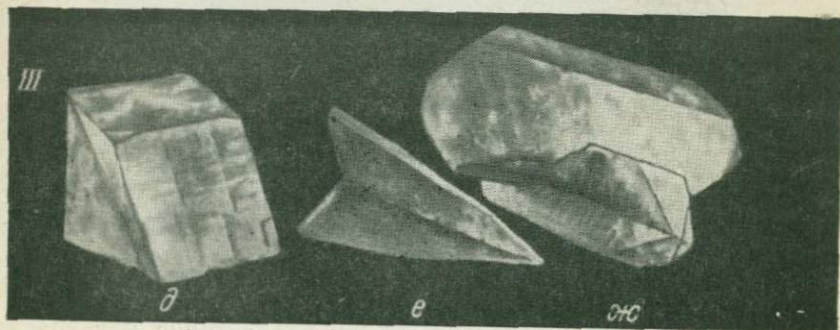


Рис. 6. Двойники кристаллов:
 I — тип срастания (а — гипс, б — рутил); II — тип прорастания (в — флюорит, z — калиевый полевой шпат); III — двойники в натуральном виде (д — кальцит, е — гипс, жс — кварц)



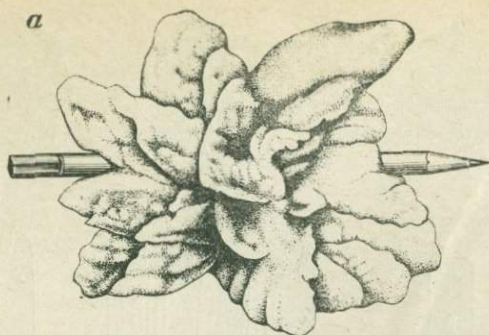


Рис. 7. Друзы кристаллов гипса (а) и кварца (б)

3) формы, вытянутые в двух измерениях при сохранении третьего короткого, — таблитчатые, пластинчатые, листоватые и чешуйчатые кристаллы — хлорит и др. (рис. 5, III).

Некоторые минералы образуют закономерно сросшиеся кристаллы, которые называются двойниками, тройниками и т. д. Двойники возникают в результате взаимного прорастания или сроста-

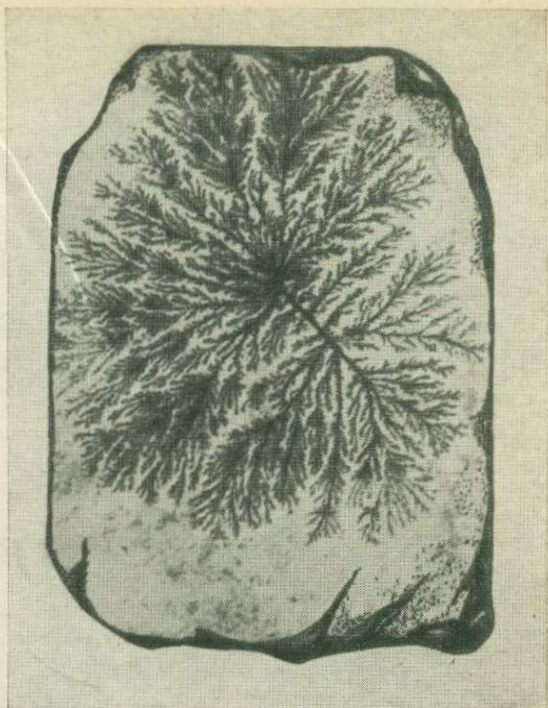


Рис. 8. Дендриты марганцевых соединений в известняке

ния кристаллов (рис. 6). Не следует смешивать закономерные сростки с незаконномерными агрегатами кристаллов, например с друзами и «щетками», нарастающими на стенках полостей и пещер в горных породах. Друзы — это сростки более или менее правильных кристаллов, приросших одним концом к породе (рис. 7). Для их образования необходимы открытые полости, в которых может происходить свободный рост кристаллов. Кроме того, многие кристаллические минералы дают сложные неправильные формы, образуя дендриты, натечные формы и т. д. Дендриты образуются в результате быстрой кристаллизации минералов в тонких трещинах и порах породы и напоминают причудливые по форме ветки растений (рис. 8). Иногда минералы почти целиком заполняют небольшие пустоты, образуя секрции (рис. 9, I). Секрции имеют концентрическое строение, и заполнение их минеральным веществом происходит от периферии к центру. Мелкие секрции в излившихся породах называются миндалинами (рис. 9, II, а), крупные секрции с оставшейся в середине пустотой — жеодами (рис. 9, II, б). Конкреции представляют собой стяжения шарообразной (рис. 10, I, III) или неправильной округлой формы и образуются в результате отложения минерального вещества вокруг какого-либо центра кристаллизации. Они часто имеют радиально-лучистое внутреннее

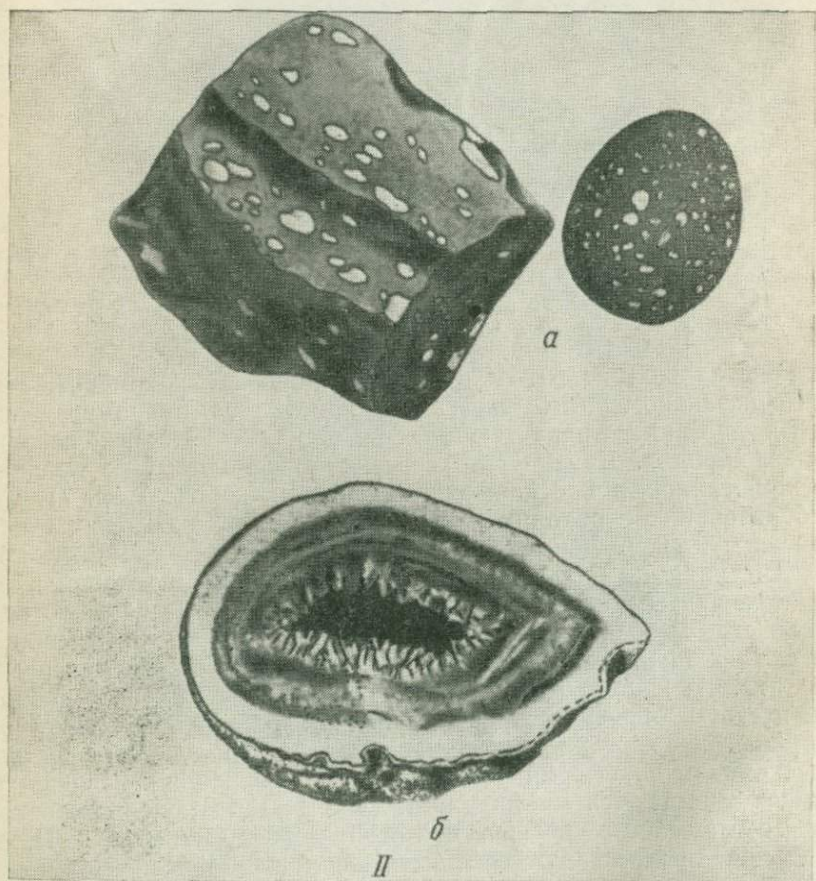
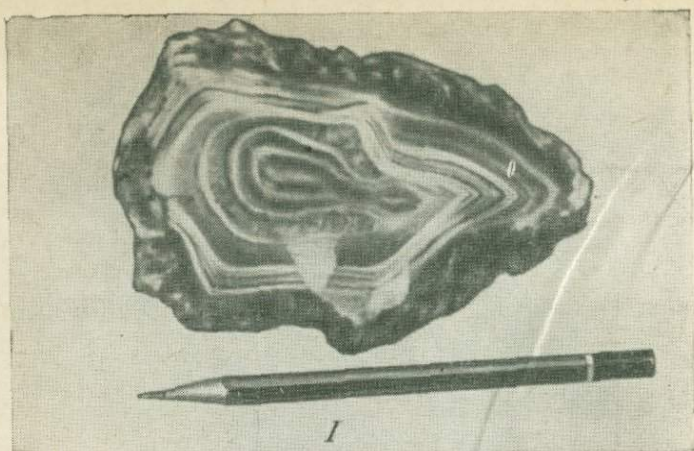
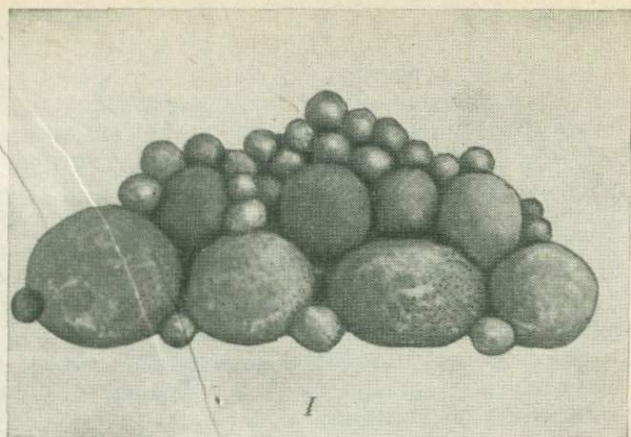
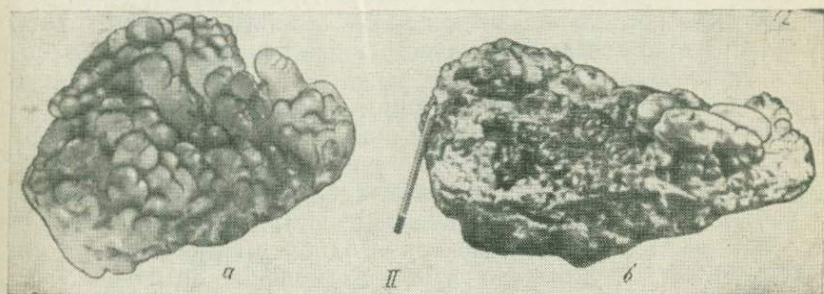


Рис. 9. Заполнение пустот в породе:
I — секция, состоящая из агата и халцедона; *II* — минералы в породе (*a*) и жеода, состоящая из кварца и халцедона (*б*)



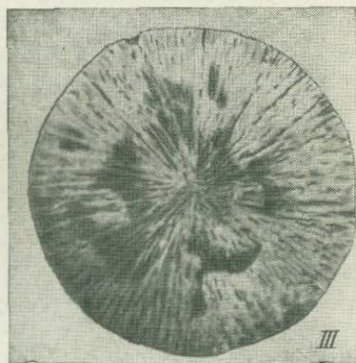
I



a

II

b



III

Рис. 10. Конкреции и натечные формы:

I — шарообразные песчаные конкреции; II — наиболее характерные натечные формы; почко-
видные формы опала (a) и малахита (b); III — конкреция марказита

строение. В отличие от секретий рост конкреций идет от центра к периферии. Очень часто в виде конкреций встречаются фосфорит и марказит. По своему строению с конкрециями сходны оолиты — мелкие (до 10 мм в поперечнике) округлые образования, имеющие концентрическое строение и возникающие при выпадении минерального вещества из водных растворов. Оолитовое строение имеют руды марганца, железа, алюминия и известняк.

Если кристаллизация веществ из растворов происходит медленно или раскристаллизации подвергаются коллоиды с образованием метакolloидов, то при этом образуются натечные формы (рис. 10, II), имеющие вид сосулек, почек или гроздей, прожилков, жил или гнезд. Натечки, свисающие в виде сосулек сверху, называются сталактитами, а нарастающие им навстречу снизу — сталагмитами. Тонкие пленки минералов на поверхности горных пород называются налетами, выцветами.

В природе часто можно встретить минералы одной и той же кристаллической формы, но с переменным химическим составом. Эти минералы часто являются твердыми растворами, состоящими из одного или нескольких компонентов, аналогичных по структуре, но различных по составу. Количественные соотношения между ионами в таких формах могут меняться при сохранении основной структуры. Это явление, при котором в кристаллической решетке какого-либо вещества допускается замена одних ионов (например, Fe^{2+}) ионами другого состава (Ca^{2+}) без изменения основной формы кристаллической решетки, называется изоморфизмом. Примером изоморфной смеси могут служить плагиоклазы, представляющие собой смесь двух компонентов — альбита $Na[AlSi_3O_8]$ и анортита $Ca[Al_2Si_2O_8]$. Для того чтобы изоморфное замещение стало возможным, взаимно замещающиеся ионы должны иметь близкие по размерам ионные радиусы и сумма их валентности должна быть одинаковой.

Свойством некоторых минералов является способность образовывать различные кристаллические формы при одном и том же химическом составе. Это явление носит название **полиморфизма**. Так, кальцит $CaCO_3$ кристаллизуется в тригональной сингонии, а арагонит $CaCO_3$ — в ромбической. Другим примером могут служить алмаз, кристаллизующийся в кубической сингонии, и графит, образующий столбчатые кристаллы гексагональной сингонии. Оба минерала состоят из одного углерода. Иногда минералы принимают несвойственную им кристаллографическую форму, образуя точную копию другого минерала или органического образования. Такие формы называют **псевдоморфозами** (ложными формами). Простейшим примером псевдоморфоз являются окаменелости, в которых органическое вещество животного или растения целиком замещается кальцитом, опалом или халцедоном, сохраняя, однако, все особенности своей первоначальной формы. Часто встречаются псевдоморфозы лимонита ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$) по пириту (FeS_2), представляющие собой кристаллы кубической формы нацело окисленного и перешедшего в лимонит пирита.

Для того чтобы распознать минералы по внешним признакам и определить приблизительно их состав, надо знать физические свойства каждого минерала. Следует иметь в виду, что отдельные физические свойства могут быть одинаковыми у различных минералов и, наоборот, какое-либо свойство (например, цвет или удельный вес) у одного и того же минерала может меняться в зависимости от примесей. Поэтому при определении минерала необходимо установить у него возможно большее число свойств. Только в отдельных случаях некоторые свойства бывают настолько характерны, что по одному из них можно сразу определить минерал (магнитность, твердость, оптические свойства и др.). Главнейшими физическими свойствами минерала являются: цвет, цвет черты (цвет его в порошке), прозрачность, блеск, излом, спайность, твердость, удельный вес и другие свойства.

Цвет минералов является важным диагностическим признаком. Минералы могут иметь самую разнообразную окраску — белую, желтую, серую, розовую, красную, синюю, черную, причем всевозможных оттенков. Минералы могут быть и бесцветными, прозрачными. Практически цвет определяют на глаз, сравнением с хорошо знакомыми предметами (молочно-белый, соломенно-желтый, кирпично-красный). Для обозначения цвета минералов, имеющих металлический блеск, к названию цвета добавляют название распространенного металла (свинцово-серый, оловянно-белый, латунно-желтый, медно-красный, железно-черный и т. д.). Окраска минералов зависит главным образом от химического состава самого минерала и от примесей. Такими элементами-примесями являются железо, никель, кобальт, титан, уран, медь, хром и др. Некоторые минералы меняют окраску в зависимости от освещения. Например, минерал лабрадор при некоторых углах поворота приобретает красивую синюю, серую или зеленую окраску, вызванную присутствием тончайших пленочек минерала ильменита ($FeTiO_3$), заполняющих трещинки спайности этого полевого шпата. Интерференция света на пленках и придает лабрадору красивую радужную окраску, называемую **иризацией**. Иризация возникает за счет интерференции света, отражающегося от обеих плоскостей тончайших трещин. Иногда, кроме основной окраски минерала, тонкая поверхностная пленка имеет дополнительную. Это явление называется **побежалостью** и объясняется интерференцией света в тонких слоях, образующихся на поверхности минералов. Обычно побежалость бывает радужной, как на халькопирите, когда поверхность минерала переливается синим, красным и фиолетовым цветами.

Цвет черты (цвет минерала в порошке). Многие минералы в растертом состоянии имеют другой цвет, чем в куске. Порошок можно получить, проводя куском минерала черту на белой шероховатой фарфоровой пластинке при условии, что твердость его меньше твердости фарфора (если твердость минерала выше твердости фарфора, то минерал образует на фарфоре царапину). Цвет

424B



минерала в порошке в ряде случаев является важным диагностическим признаком для ряда минералов. Так, красный, бурый и магнитный железняк в кусках (штуфах) часто имеют одинаковый цвет, и их можно различить только по разному цвету черты (красной, желтой или черной).

Блеск минералов является важным диагностическим признаком и зависит от показателя преломления минералов и его способности отражать от своей поверхности свет. По блеску все минералы можно разделить на три группы: минералы с металлическим, полуметаллическим и неметаллическим блеском. **Металлический блеск** — сильный блеск, свойственный металлам. Им обладают непрозрачные минералы, дающие в большинстве случаев черную черту на фарфоровой пластинке. Такой блеск имеют самородные металлы (золото, серебро, платина), многие сульфиды и окислы железа. **Полуметаллическим блеском** обладают минералы, поверхность которых имеет блеск потускневшей поверхности металла. К таким минералам относятся графит, гематит, черная цинковая обманка. К третьей, наиболее обширной группе относятся минералы с неметаллическим блеском. У них различают следующие виды блеска: **стеклянный**, очень распространенный среди прозрачных минералов (кварц на гранях кристаллов, кальцит, гипс); **жирный** — поверхность минерала кажется как бы смазанной маслом (кварц на изломе, нефелин). **Перламутровый блеск** характерен для прозрачных минералов, которые блестят, как поверхность перламутровой раковины; он обусловлен отражением света от тонких пластинок или плоскостей спайности минералов (слюда, тальк). **Шелковистый блеск** наблюдается при тонковолокнистом строении минерала и напоминает блеск шелковых нитей (асбест, волокнистые разновидности гипса). Некоторые минералы обладают особенно сильным блеском, называемым **алмазным** (алмаз, некоторые разновидности цинковой обманки). **Матовый блеск** (минералы не блестят) имеют минералы с пористой, неровной землистой поверхностью (каолинит).

Прозрачность — способность минералов пропускать свет. По степени прозрачности минералы делятся на прозрачные (горный хрусталь, каменная соль, топаз); **полупрозрачные** (халцедон, опал), через которые видны лишь очертания предметов; **просвечивающие**, пропускающие свет только в очень тонких пластинках (полевые шпаты); **непрозрачные**, через которые свет совсем не проходит (пирит, магнетит).

Излом. Характерным диагностическим свойством некоторых минералов является излом, т. е. вид поверхности, образующейся при раскалывании минерала. Излом может быть **раковистым** (рис. 11, I), имеющим вид вогнутой и концентрически-волнистой поверхности, напоминающей поверхность раковин (горный хрусталь); **занозистый** с поверхностью, покрытой ориентированными в одном направлении занозами (гипс, роговая обманка) (рис. 11, II); **неровный** (нефелин); **землистый** с матовой шероховатой поверхностью (каолинит, лимонит); **зернистый**, встречающийся часто у минеральных агрегатов.

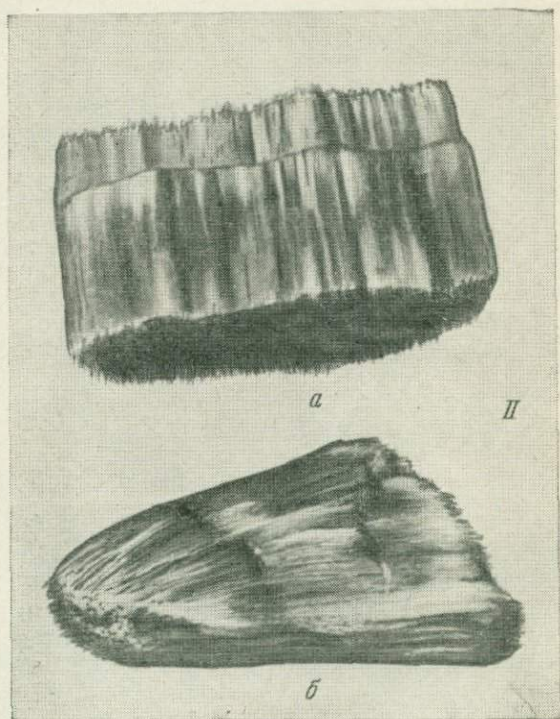
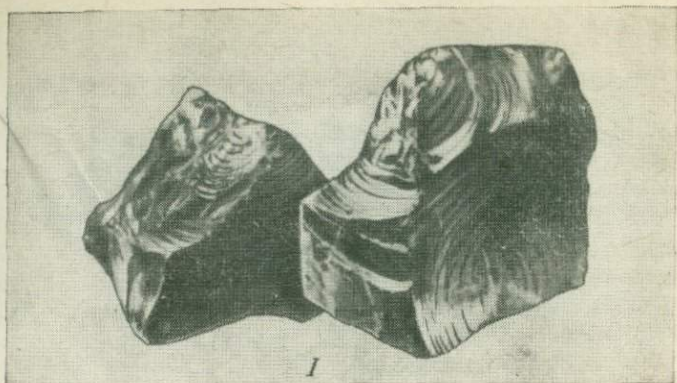


Рис. 11. Типы изломов:
I — раковистый излом у дымчатого кварца; II — занозистый излом у гипса (а) и роговой обманки (б)

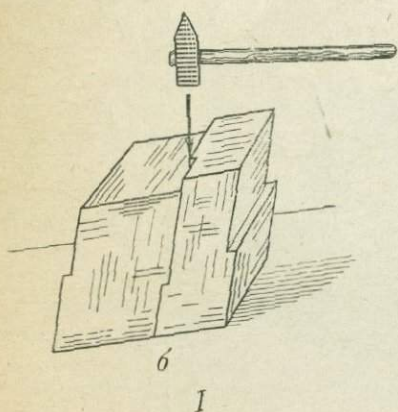
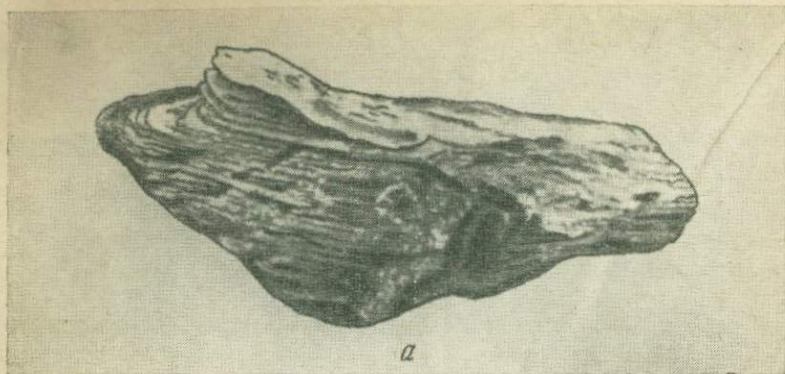
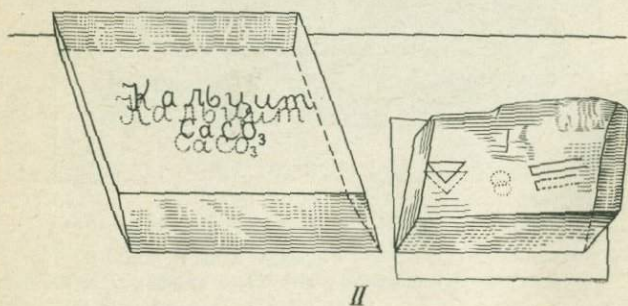


Рис. 12. Спайность и другие признаки минералов:

I — примеры спайности: *a* — весьма совершенной (слюда), *б* — совершенной (кальцит); *II* — двойное лучепреломление у кальцита (исландского шпата)



Спайность — это способность минералов раскалываться или расщепляться по блестящим параллельным плоскостям, по определенным одним или несколькими кристаллографическим направлениям, в решетке между пластинами которых проявляется наименьшая сила сцепления частиц. Различают пять видов спайности (рис. 12, I). **Весьма совершенная** спайность (рис. 12, I, а) возникает тогда, когда минерал очень легко (например, ногтем) расщепляется на отдельные тончайшие листочки или пластинки, образуя зеркально-блестящие плоскости спайности (слюды, гипс, хлорит). **Совершенная** спайность (рис. 12, I, б) отличается тем, что минерал раскалывается при слабом ударе молотком на гладкие параллельные пластинки, кубы или другие формы (каменная соль, кальцит). **Средняя** (явственная) спайность характерна для минералов, образующих при расколе как плоскости спайности, так и поверхности с неровным изломом (полевые шпаты). **Несовершенная** спайность обнаруживается с трудом. В этом случае при расколе минерала преобладают поверхности с неправильным изломом (апатит, оливин и др.). Некоторые минералы не обладают спайностью; в этом случае говорят о **весьма несовершенной** спайности. Такие минералы дают только незакономерные поверхности излома (молочно-белый кварц, золото).

Надо уметь отличать плоскости спайности от граней кристалла: плоскости спайности имеют более сильный блеск и свежий вид, кроме того, поверхности спайности образуют ряд параллельных друг другу плоскостей. Характерным признаком для некоторых минералов является штриховка на гранях кристаллов (корунд, кварц, пирит и др.), поверхности спайности всегда гладкие, глянцевые.

Таблица 1

Шкала твердости Мооса

Минералы — эталоны твердости	Твердость
Тальк $Mg_3 [OH]_2 [Si_4 O_{10}]$	1
Гипс $Ca SO_4 \cdot 2 H_2O$	2
Кальцит $Ca CO_3$	3
Флюорит $Ca F_2$	4
Апатит $Ca_5 (F, Cl) (PO_4)_3$	5
Ортоклаз $K [Al Si_3 O_8]$	6
Кварц $Si O_2$	7
Топаз $Al_2 (F, OH)_2 [Si O_4]$	8
Корунд $Al_2 O_3$	9
Алмаз C	10

Твердость представляет собой один из важнейших диагностических признаков. Под твердостью понимают степень сопротивления минерала внешним механическим воздействиям (царапанию, резанию, истиранию). Для определения твердости принята шкала Мооса (табл. 1), в которой используются минералы с известной и постоянной твердостью. Эти минералы располагаются в порядке

возрастания твердости, так что каждый предыдущий минерал царапается последующим.

При определении твердости минерала чертят на его свежей поверхности острым углом минерала-эталоны из шкалы твердости. Например, определяется твердость альбита. Из эталонной коллекции его не царапает ни один минерал до апатита включительно. Ортоклаз оставляет на нем слабую царапину, но и сам истирается при этом. Следовательно, у этих двух минералов равная твердость. Следующий по шкале кварц при нажиме царапает альбит, следовательно, твердость альбита выше 5 и ниже 7, т. е. 6. Интервалы твердости между минералами-эталоны различные. Алмаз тверже талька не в десять, а более чем в 1000 раз в абсолютных единицах твердости. Самый большой интервал между корундом и алмазом.

В практике нередко прибегают к определению твердости при помощи распространенных предметов. Так, твердость карандаша 1, ногтя 2, бронзовой монеты 3,5—4, стекла 5, иглы и стального перочинного ножа 6, напильника 7. Минералы с большей твердостью встречаются очень редко.

Удельный вес для различных минералов колеблется от 0,6 до 21. Точное определение удельного веса возможно лишь в лабораторных условиях путем взвешивания на гидростатических весах и посредством других специальных приспособлений. На практике для быстрого приблизительного определения удельного веса пользуются взвешиванием минералов на руке с оценкой «тяжелый», «средний», «легкий». По удельному весу все минералы можно разбить на три категории: **легкие** — с удельным весом до 2,5 (нефти, смолы, угли, гипс, каменная соль), **средние** — с удельным весом до 4 (кальцит, кварц, полевые шпаты, слюды) и **тяжелые** — с удельным весом больше 4 (рудные минералы). Чаще всего встречаются минералы с удельным весом от 2 до 5.

Магнитность присуща немногим минералам (магнетит, пирротин, платина). Она определяется при помощи магнитной стрелки, которая притягивается или отталкивается при поднесении к ней магнитных минералов.

Ряду минералов присущи особые свойства. Так, для карбонатов характерна **реакция со слабой (5—10%-ной) соляной кислотой** с выделением углекислого газа в виде пузырьков. Некоторые карбонаты легко разлагаются в холодной кислоте (кальцит), другие требуют измельчения в порошок (доломит) или подогревания (магнетит). Вскипают при реакции с соляной кислотой также многие сульфиды с образованием сероводорода. Сероводород легко отличим по характерному запаху.

Двойное лучепреломление — свойство, присущее ряду минералов, но особенно хорошо выраженное у прозрачных разновидностей кальцита, называемых исландским шпатом.

Если через него рассматривать предмет, возникает двойное его изображение (см. рис. 12, II).

На вкус определяются лишь некоторые растворимые в воде соли. Этим методом легко отличить, например, каменную соль от

сильвина, который имеет горько-соленый вкус и слегка щиплет язык. Следует учесть, что при макроскопическом определении минералов необходимо учитывать весь комплекс свойств.

КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ

Современная классификация минералов основывается на их химическом составе и на кристаллической структуре вещества. В работах таких ученых, как Н. В. Белов, А. Г. Бетехтин и др., установлена взаимосвязь между химическим составом, физическими свойствами и кристаллическим строением вещества. Внутренняя структура минералов определяется в настоящее время рентгенометрическим методом исследований. По химическому составу и кристаллическому строению все известные минералы разбиваются на несколько подразделений (надклассов и классов). Важнейшими классами являются: самородные элементы, сульфиды, окислы и гидроокислы, галоидные соединения, углеродистые соединения. Надкласс — соли кислородных кислот — делится на следующие классы: карбонаты; сульфаты; фосфориты; силикаты. В ряде классов минералы по химическому составу разделяются на подклассы, а внутри последних — на группы минералов, что особенно четко выражено в силикатах. Из общего числа минералов около 34% падает на силикаты, около 25% — на окислы и гидроокислы, около 20% — на сульфиды, на долю всех остальных приходится около 21% минералов.

ОПИСАНИЕ ГЛАВНЕЙШИХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

К классу самородных элементов относятся платина, золото, серебро, алмаз, графит, сера, медь и др. Минералы эти состоят из одного химического элемента или смеси двух элементов, они не пользуются широким распространением (кроме графита и серы), но чрезвычайно важны в практическом отношении. К собственно породообразующим можно отнести графит.

СУЛЬФИДЫ

Сульфиды, или сернистые соединения элементов, главным образом тяжелых металлов, не являются породообразующими минералами, но представляют большой интерес как руды цветных и черных металлов.

Из сернистых минералов в земной коре наиболее распространен пирит FeS_2 (серный или железный колчедан). Аналогичен по со-

¹ Все важнейшие свойства и генезис приводимых минералов будут описаны в помещенной ниже таблице-определителе.

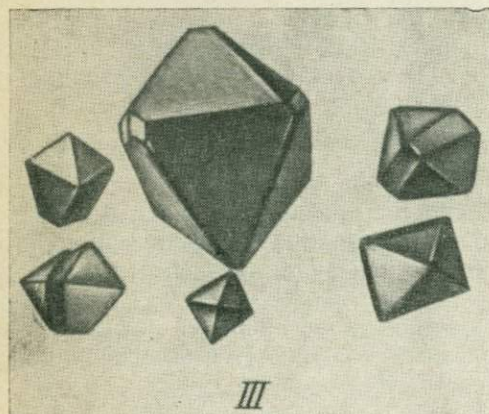
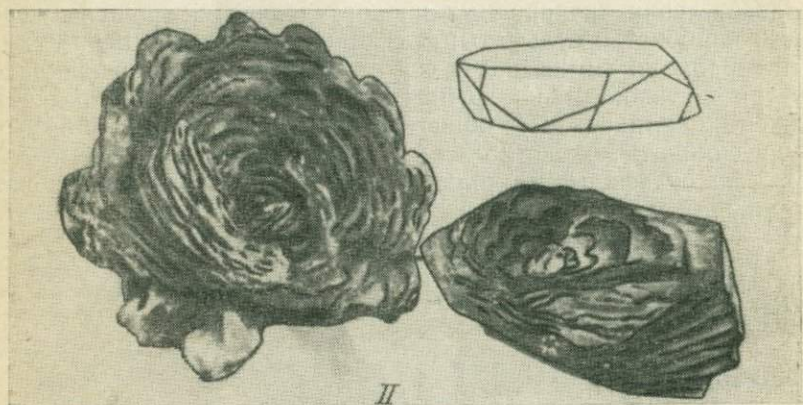
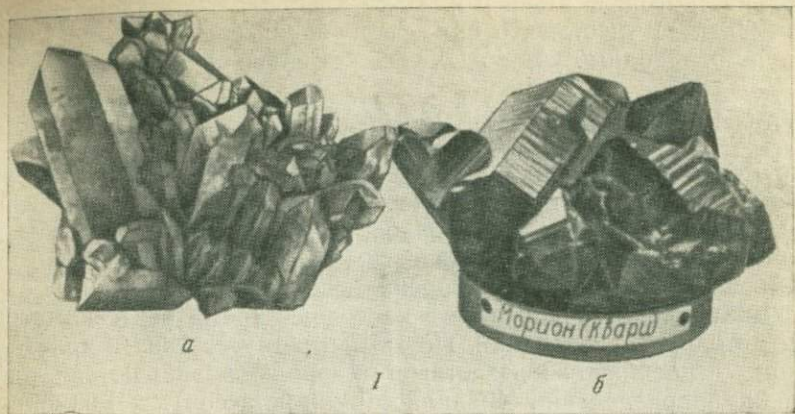


Рис. 13. Формы кристаллов:
 I — друзы кварца (а — горный хру-
 сталь, б — морион); II — кристал-
 лы железного блеска: «железная
 роза» и форма отдельного кристал-
 ла; III — кристаллы магнетита

ставу **марказит**, отличающийся от пирита кристаллографической сингонией (см. рис. 10, III). Из других минералов класса сульфидов часто встречаются **халькопирит** CuFeS_2 , **галенит** PbS , являющийся важнейшей свинцовой рудой, и **сфалерит** ZnS (цинковая руда).

ОКИСЛЫ И ГИДРООКИСЛЫ

Минералы класса окислов и гидроокислов представляют собой соединение элементов с кислородом и гидроксильной группой OH . Они широко распространены в земной коре.

Кварц SiO_2 — один из самых распространенных минералов. Формально по химическому составу кварц отнесен к окислам, однако в структурном отношении он может быть отнесен к подклассу силикатов с каркасной структурой. Различают следующие важнейшие разновидности кварца (рис. 13, I): горный хрусталь — прозрачен, без примесей, встречается в виде хорошо развитых кристаллов; коричнево-черный кварц называется морионом, фиолетовый — аметистом; скрытокристаллическая разновидность кварца именуется халцедоном. Полосчатый халцедон носит название агата; минерал, представляющий собой водный окисел кремния $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, называется опалом.

Среди окислов большое значение имеют простые и водные окислы железа. Они являются главными минералами железных руд.

Гематит Fe_2O_3 в виде хорошо развитых кристаллов называется железным блеском (рис. 13, II), а в скрытокристаллической форме — красным железняком.

Магнитный железняк (магнетит) Fe_3O_4 или $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ представляет собой окисел, наиболее богатый железом минерал (рис. 13, III).

Очень распространен бурый железняк, или лимонит, $\text{Fe}_2\text{O}_3 \times n\text{H}_2\text{O}$ — водный окисел железа (рис. 14, а).

К этому же классу относятся несколько разновидностей более редких минералов, из которых следует отметить **корунд** Al_2O_3 . Красная разновидность корунда называется рубином, синяя — сапфиром. Водный глинозем (гиббсит $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) входит также в состав алюминиевых руд бокситов и иногда содержится в глинах.

ГАЛОИДНЫЕ СОЕДИНЕНИЯ

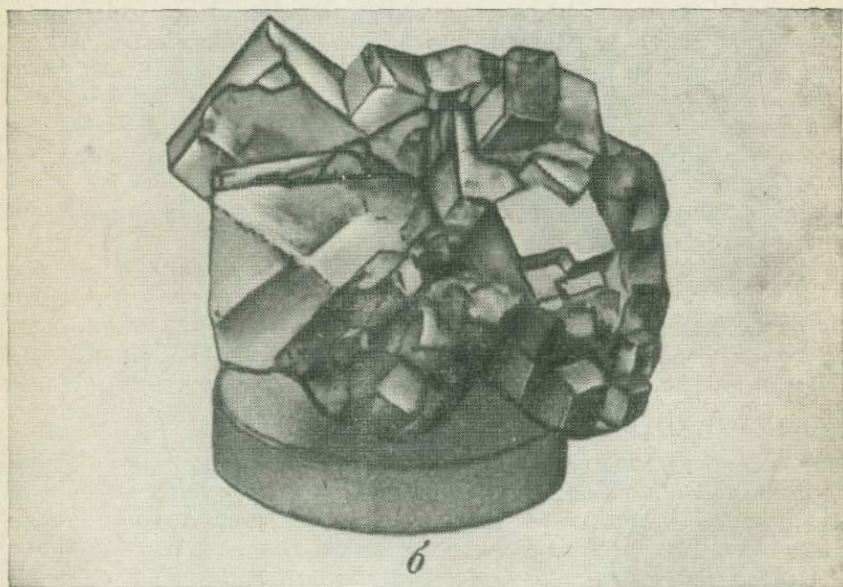
Соли галоидно-водородных кислот образуют около 100 минералов. Их роль как породообразующих минералов невелика, но они важны в общегеологическом и практическом отношении. Наиболее распространены из минералов этого класса хлористые соединения.

Галит (каменная соль) NaCl часто встречается среди осадочных образований озер и морей (рис. 15).

К галоидным минералам относится также **сильвин** KCl и **флюорит** CaF_2 (см. рис. 14, б). Сильвин применяется как удобрение, а флюорит — в металлургии при плавке металлов, в стекольной и химической промышленности для получения плавиковой кислоты и криолита. Прозрачные разновидности флюорита используются в оптике.



a



б

Рис. 14. Формы минералов:
a — натеки лимонита; *б* — кристаллы флюорита в друзах

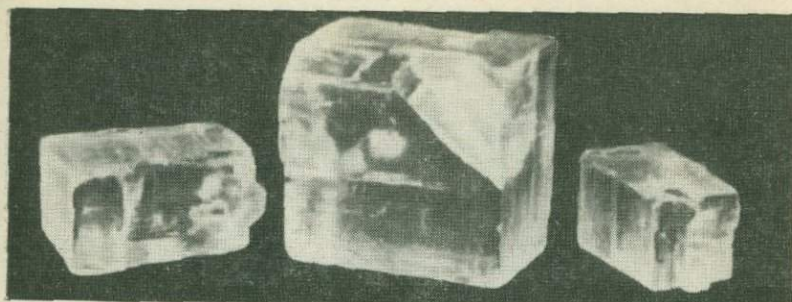


Рис. 15. Кристаллы каменной соли (галита)

НАДКЛАСС СОЛЕЙ КИСЛОРОДНЫХ КИСЛОТ

В этот надкласс входят соли угольной (карбонаты), серной (сульфаты), фосфорной (фосфаты) и кремневых (силикаты) кислот, выделяемые в отдельные классы.

КАРБОНАТЫ

Карбонаты очень широко распространены в верхних частях земной коры. К ним относятся кальцит, магнезит, доломит, сидерит и другие минералы.

Кальцит, или известковый шпат, CaCO_3 (рис. 16, а) — один из самых распространенных минералов. Его прозрачная разновидность — исландский шпат — встречается реже и употребляется в оптике.

Магнезит MgCO_3 и **доломит** $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ используются в химической промышленности для производства огнеупоров и изготовления цемента.

Сидерит (железный шпат) FeCO_3 применяется как руда для получения качественной стали.

Все карбонаты вступают в реакцию со слабой (5—10%-ной) соляной кислотой, сопровождающуюся выделением углекислого газа. Степень интенсивности этой реакции позволяет отличать сходные по внешнему виду карбонаты.

К числу водных карбонатов относится **малахит** $\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$ — плотные массы натечных почковидных форм зеленого цвета твердостью 3,5—4. Землистые разновидности малахита (медная зелень) встречаются в песчаниках Урала, Украины и других районов.

СУЛЬФАТЫ

Из минералов этого класса широко распространен **гипс** $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (см. рис. 16, б), реже встречается **ангидрит** CaSO_4 — безводный сульфат кальция. Искусственно обожженный гипс, а также тонкозернистые сплошные массы обыкновенного гипса называют **алебастром**. Иногда встречается длинностолбчатая волокнистая

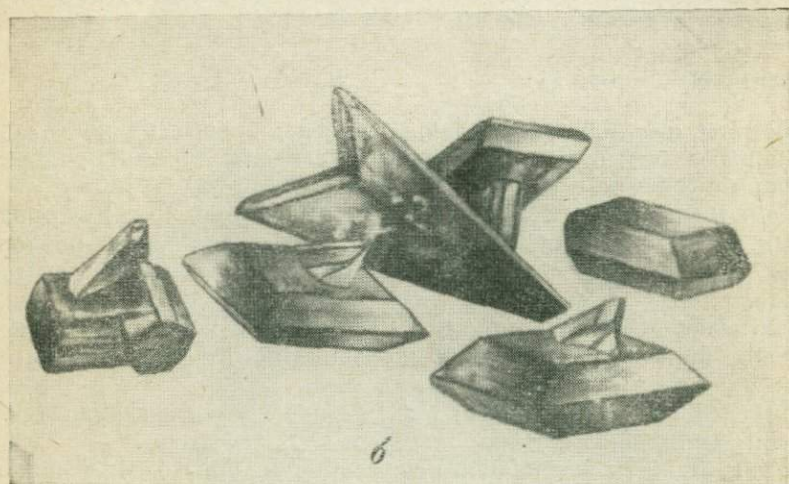
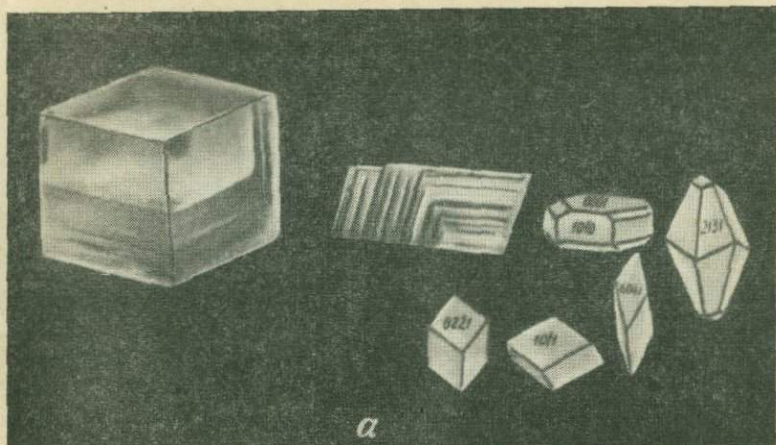


Рис. 16. Формы кристаллов:

а — кристаллы кальцита с хорошо видными следами роста и формы отдельных кристаллов;
б — одиночные кристаллы и двойники гипса

разновидность светлого, голубоватого гипса, называемая **селенитом**. Для сульфатов, как и для карбонатов, характерны низкая твердость, светлая окраска и небольшой удельный вес. Сульфаты широко употребляются в медицине, химической промышленности и строительстве.

ФОСФАТЫ

Фосфаты представляют собой соли фосфорных кислот. В этот класс входит большое число минералов. Пороодообразующими из них являются апатиты и фосфориты.

Апатит $\text{Ca}_5(\text{F}, \text{Cl})(\text{PO}_4)_3$ — наиболее распространенный минерал этого класса.

Фосфориты — осадочные морские образования, близкие по составу к апатиту, содержащие примеси кварца, карбонатов, глаукогнита и глинистых частиц. Они обычно образуют радиально-лучистые и скрытокристаллические конкреции.

СИЛИКАТЫ

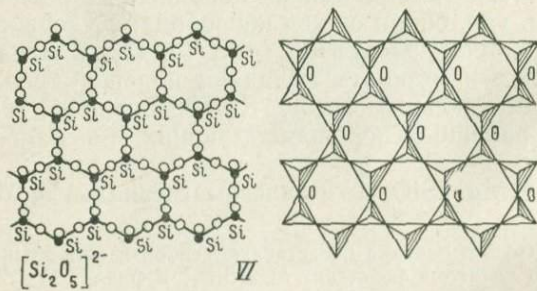
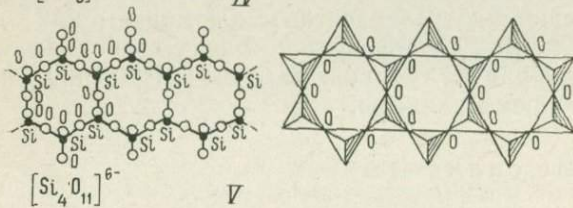
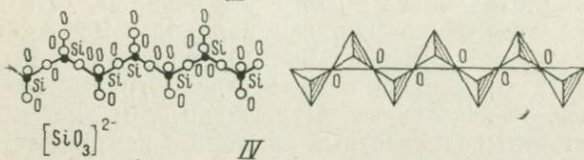
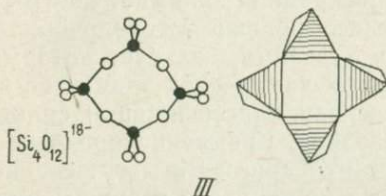
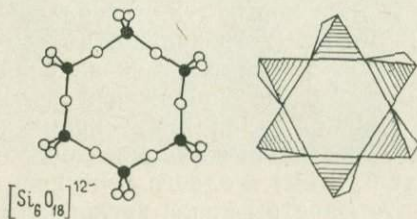
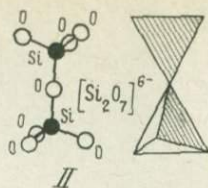
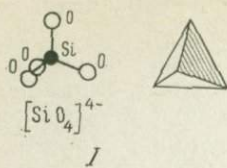
К классу силикатов относится наибольшее количество минералов, входящих в состав земной коры. Эти минералы входят в состав большинства горных пород. Установлено, что во всех силикатах каждый ион кремния Si^{4+} находится в соединении с четырьмя ионами кислорода и может быть изображен формулой $[\text{SiO}_4]^{-4}$. Основная структурная единица силикатов — кремнекислородный тетраэдр — группировка, состоящая из четырех больших ионов кислорода (ионный радиус 0,13 нм) и одного иона кремния (ионный радиус 0,04 нм). При этом центры ионов кислорода образуют четыре вершины тетраэдра, а ион кремния занимает центр такого тетраэдра (рис. 17, I). Кремнекислородный тетраэдр обладает четырьмя свободными валентными связями, за счет которых происходит присоединение ионов других химических элементов и кремнекислородных тетраэдров. В основу классификации силикатов положен способ соединения тетраэдров. Кремнекислородные тетраэдры могут быть обособлены один от другого и могут соединяться посредством общих кислородных ионов через вершины тетраэдров, образуя сложные комплексно-анионные радикалы. Все минералы силикатов подразделяются в зависимости от способов сочленения кремнекислородных тетраэдров на следующие группы: 1) островные, 2) кольцевые, 3) цепочечные, 4) ленточные, 5) листовые и 6) каркасные. Если четырехвалентный кремний в центрах тетраэдров частично замещается трехвалентным алюминием или в некоторых случаях железом, то образуется одна свободная валентность. В этом случае радикал структуры будет $[\text{Al} \cdot m\text{Si} \cdot n\text{O}_2(m+n)]^m$, т. е. образуются алюмосиликаты.

Островные силикаты

В структуре этого типа кремнекислородные тетраэдры не имеют общих вершин, т. е. общих ионов кислорода, и удерживаются в решетке ионами других элементов (рис. 17, II). Благодаря плотной упаковке ионов эти силикаты обладают большой твердостью и довольно высоким удельным весом. К островным силикатам из широко распространенных порообразующих минералов относятся оливин и гранат.

Оливин $(\text{Fe}, \text{Mg})[\text{SiO}_4]^1$ — железомagneзиальный, бедный крем-

¹ Минералы группы оливина представляют собой изоморфный ряд, крайними членами которого являются форстерит $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ и фаялит $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$. Оливином называется изоморфная смесь этих двух компонентов.



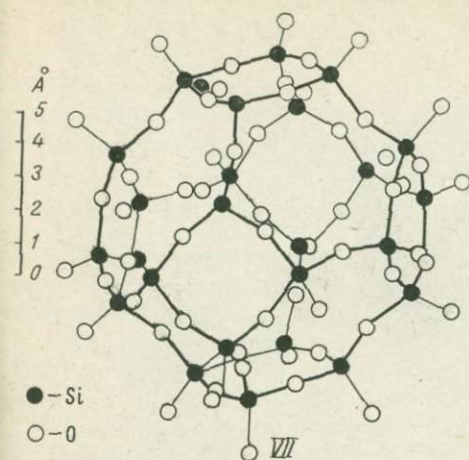


Рис. 17. Типы соединения кремнекислородных тетраэдров:

I — изолированный кремнекислородный тетраэдр; *II* — группа из двух тетраэдров (сдвоенных); *III* — группа из шести и четырех тетраэдров, связанных в кольцо; *IV* — цепочка тетраэдров; *V* — лента тетраэдров; *VI* — слой (лист) тетраэдров; *VII* — каркас из кремнекислородных тетраэдров

соединяются в кольца из трех, четырех или шести тетраэдров, силикаты называются кольцевыми (см. рис. 17, *III*).

Представителем силикатов с кольцом тетраэдров $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ является **берилл** $\text{Be}_2\text{Al}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ — полупрозрачный зеленый минерал, образующий шестигранные призматические кристаллы. Из него добывается металл бериллий. К этой же группе относится **турмалин** — сложный бороалюмосиликат, встречающийся главным образом в гранитных породах и пегматитовых телах, а также в сланцах на границе с магматическими породами. Турмалин встречается в виде удлиненных призматических кристаллов, имеющих в сечении треугольник. Турмалины бывают зеленого, розового, бурого и черного цвета. Красиво окрашенные прозрачные разновидности турмалина употребляются как драгоценные камни; некоторые разновидности применяются в радиотехнике.

Цепочечные силикаты

В структуре цепочечных силикатов кремнекислородные тетраэдры соединены в неправильные цепочки с радикалом $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$ (см. рис. 17, *IV*). Цепочечные силикаты состоят из одинарных цепочек тетраэдров. В группу этих силикатов входят железомagneзиальные силикаты семейства **пироксенов**, которые делятся на моноклинные и ромбические.

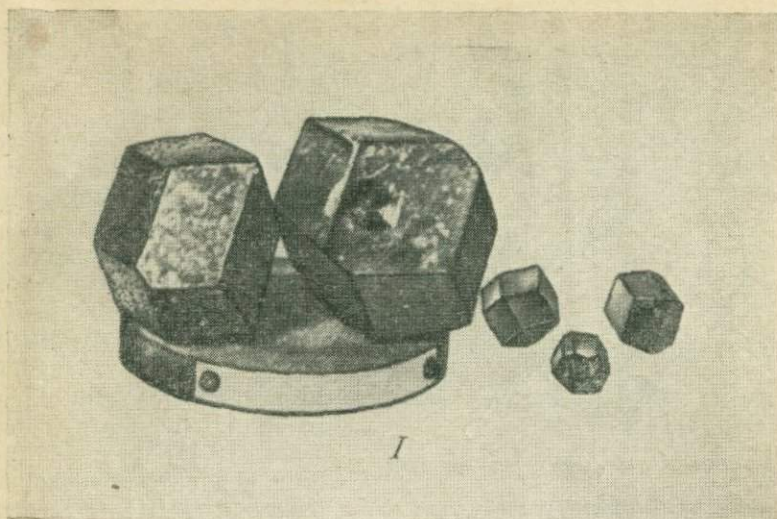
Представителем моноклинных пироксенов является **авгит** $\text{Ca}(\text{Mg, Fe Al})[(\text{Si, Al})_2\text{O}_6]$ — минерал сложного и непостоянного

некислотой силикат, характерен для ультраосновных или основных изверженных пород.

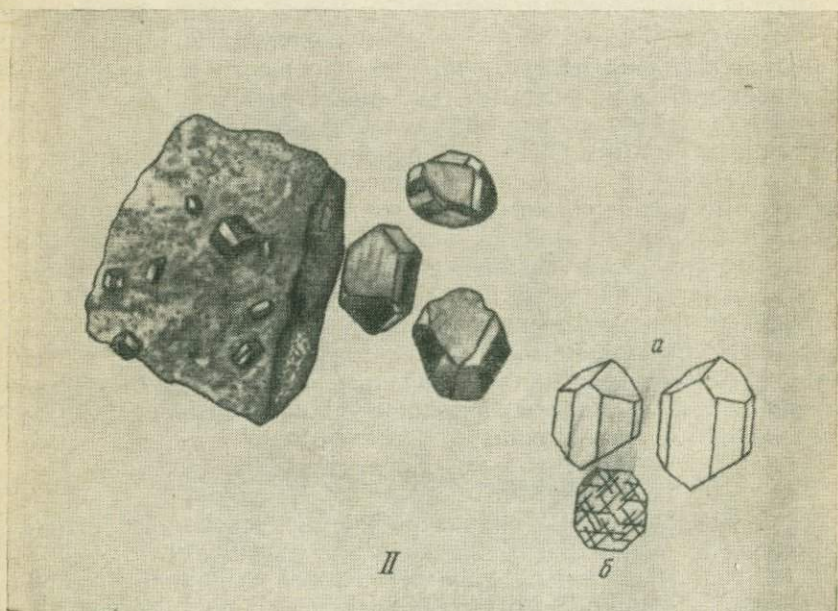
Гранаты встречаются преимущественно в метаморфических и метаморфизованных породах, реже в изверженных породах. Известно несколько разновидностей гранатов, из которых самым распространенным является **альмандин** $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ темно-красного или буроватого цвета (рис. 18,1); реже встречается розовато-красный **пироп** $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ и наиболее редко — **гроссуляр** $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ зеленого цвета.

Кольцевые силикаты

В том случае, если кремнекислородные тетраэдры соединяются



I



II

a

b

Рис. 18. Формы кристаллов:

I — кристаллы альмандина; II — отдельные и включенные в породу кристаллы авгита (a — форма кристаллов, б — трещины спайности)

химического состава. Если в составе минерала присутствуют Na_2O и Fe_2O_3 , то минерал называется эгирин-авгитом. В структуре авгита алюминий находится в центре кислородных тетраэдров, занимая место кремния. Для него характерны короткостолбчатые кристаллы зеленовато-черного цвета с восьмиугольным сечением и блестящими гранями (см. рис. 18, II).

Ленточные силикаты

Наиболее распространенными представителями этих силикатов являются **амфиболы**, которые входят в состав магматических и метаморфических горных пород (см. рис. 17, V). Строение амфиболов гораздо сложнее, чем пироксенов, но между этими группами имеется много общего: цвет и облик кристаллов, твердость, удельный вес и т. д. Макроскопически отличить амфиболы от пироксенов бывает довольно трудно, особенно когда минерал встречается в виде мелких кристаллов. Однако все же существуют различия в характере блеска, форме кристаллов и спайности. В отличие от пироксенов у большинства амфиболов шелковистый блеск, вытянутые столбчатые, часто игольчатые кристаллы шестиугольного сечения, плоскости спайности пироксенов пересекаются под углом, близким к прямому (87°), а амфиболов — под углом 124° (56°) друг к другу. Спайность у амфиболов более совершенная. Амфиболы — типичные метасиликаты. Общая формула амфиболов $R_7(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2$, где $R = \text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}$. Как и пироксены, они кристаллизуются в ромбической и моноклинной сингониях.

Наиболее распространены моноклинные амфиболы, главным образом **роговая обманка**. Состав роговой обманки весьма разнообразен и непостоянен; он может быть выражен формулой: $(\text{Ca}, \text{Na})_2 (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4 (\text{Al}, \text{Fe}^{3+}) [(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}]_2 (\text{F}, \text{OH})_2$. Роговая обманка имеет светло-зеленый, темно-зеленый и буровато-черный цвет. От авгита отличается волокнистостью и шелковистым блеском вытянутых столбчатых кристаллов.

Кроме обыкновенной роговой обманки для некоторых горных пород метаморфического происхождения характерен лучистый амфибол светло-зеленого цвета — актинолит, имеющий игольчатую форму кристаллов.

Листовые (слоевые) силикаты

Если ленты тетраэдров соединяются в один непрерывный слой, то такая структура образует листовые силикаты (см. рис. 17, VI). Внутренняя структура минералов этого подкласса определяет их весьма совершенную спайность в одном направлении и небольшую твердость. В составе этих силикатов, кроме Si и O, присутствуют Mg, Al, K, Na и Ca — элементы, связующие слои, а также гидроксильная группа (OH). По химическим признакам все они раньше относились к водным силикатам. Среди листовых силикатов можно выделить силикаты и алюмосиликаты, в которых часть кремния

замещается алюминием. К листовым силикатам относятся тальк, серпентин и каолинит, а к листовым алюмосиликатам — слюды, хлориты и гидрослюды, из которых наиболее характерным является **глауконит**, образующийся в морских условиях. Листовые силикаты и алюмосиликаты являются весьма распространенными минералами изверженных и метаморфических горных пород (за исключением глауконита).

Тальк $Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$ — магнезиальный листовый силикат. Горная порода, состоящая из талька, называется горшечным камнем, или жировиком. Образуется в верхних частях земной коры в результате действия воды и углекислоты на ультраосновные и основные породы, богатые магнием (перидотиты, пироксениты, амфиболиты и др.). Например, из оливиновой породы он образуется по схеме: $4(Mg, Fe)_2[SiO_4] + H_2O + 3CO_2 \rightarrow Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}] + 3MgCO_3 + Fe_2O_3$.

Тальк широко применяется в бумажной, резиновой, парфюмерной, фармацевтической, кожевенной и фарфоровой промышленности, а также для изготовления огнеупорной посуды и кирпича.

Серпентин $Mg_6(OH)_8[Si_4O_{10}]$ отличается от талька только большим содержанием магния и меньшим — кремнезема. Горная порода, состоящая из серпентина, часто называется серпентинитом (змеевиком) по зеленой пятнистой окраске («серпенс» — змея). Волокнистая разновидность серпентина называется асбестом (рис. 19, I). Серпентинит образуется в результате метаморфического изменения магнезиальных магматических оливиновых и реже пироксеновых магнийсодержащих пород. Асбест используется для изготовления огнеупорных тканей, прокладок и т. д.

Каолинит $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$ образуется в результате химического выветривания алюмосиликатов магматических пород на поверхности земли. Входит в состав многих глин. Схема образования каолинита в результате выветривания полевых шпатов следующая:

$4K[AlSi_3O_8] + 4H_2O + 2CO_2 \rightarrow K_2CO_3 + 8SiO_2 + 4Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$. Землистые рыхлые массы каолинита называются каолином. Употребляется в строительном деле, в керамическом производстве, в бумажной промышленности и как огнеупорный материал.

Слюды — листовые алюмосиликаты, имеющие важное породообразующее значение, входят в состав многих магматических и метаморфических горных пород. Количество слюд в породах земной коры около 4%. Слюды кристаллизуются в моноклинной сингонии, обладают весьма совершенной спайностью в одном направлении, благодаря которой они расщепляются на тончайшие упругие листочки. Породообразующее значение имеют мусковит и биотит (см. рис. 19, II).

Мусковит $KAl_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$ — бесцветная или слегка окрашенная желтоватая, зеленоватая прозрачная калиевая слюда. Мелкочешуйчатая разновидность мусковита называется серицитом. Мусковит применяется как прекрасный изоляционный материал, а его порошок (скрап) — для изготовления огнестойких строительных материалов, бумаги, красок, автомобильных шин и т. д.

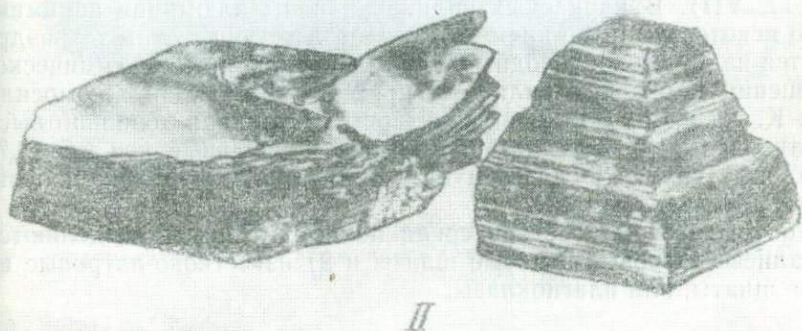
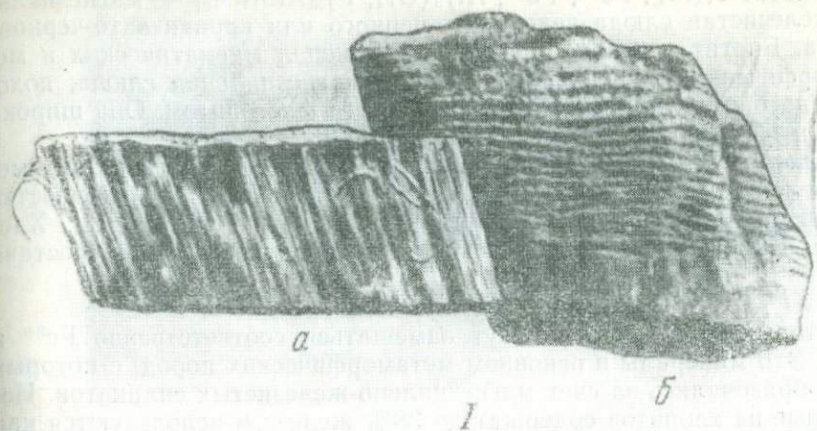
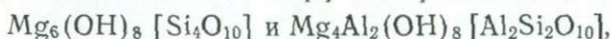


Рис. 19. Слайность:

I — волокнистая разность асбеста (а) и прожилки асбеста в породе (б); II — кристаллы биотита

Биотит $K(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_3(\text{OH}, \text{F})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ — магнезиально-железистая слюда зеленовато-черного или коричневатого-черного цвета. Биотит — породообразующий минерал магматических и метаморфических горных пород. Бурая магнезиальная слюда, похожая на биотит, но не ломкая, называется флогопитом. Она широко используется в электротехнике.

Хлориты¹ — водные алюмосиликаты магния и железа. Они имеют зеленую окраску. Есть целый ряд химических разновидностей хлоритов, мало отличимых друг от друга по внешнему виду. Хлориты представляют собой изоморфный ряд соединений состава



в которых Mg^{2+} и Al^{3+} могут замещаться соответственно Fe^{2+} и Fe^{3+} . Это минералы в основном метаморфических пород, в которых они образовались за счет магнезиально-железистых силикатов. Некоторые из хлоритов содержат до 38% железа и используются как железные руды (шамозит).

Глауконит $K(\text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_{2-3}(\text{OH})_2 [\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$ относится к группе гидрослюд. По данным рентгеноструктурных исследований, глауконит является смесью нескольких минералов. Он образуется в неглубоких морских бассейнах и широко распространен в песках, глинах, опоках, известняках и других осадочных породах, где встречается в виде скрытокристаллических зернышек округлой формы. Используется как калийное удобрение в сельском хозяйстве и как смягчитель жесткости воды.

Каркасные силикаты

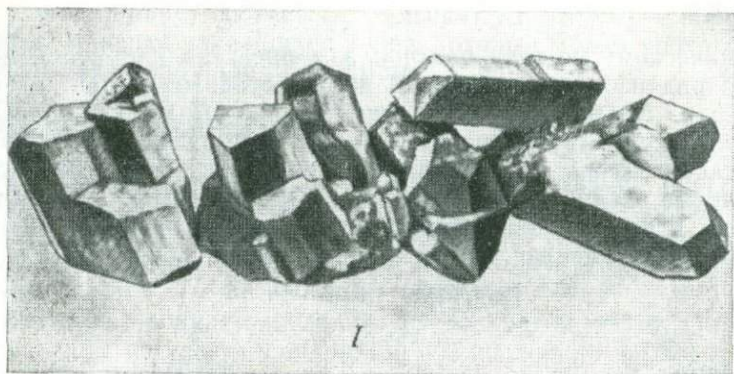
От всех остальных силикатов минералы этой группы отличаются непрерывным сцеплением кремнеалюмокислородных тетраэдров через все четыре вершины, в результате чего образуется каркас (см. рис. 17, VII). В каркасных силикатах ионы алюминия занимают место некоторых ионов кремния, и в соответствии с этим тетраэдры делятся на алюмокислородные и кремнекислородные. В химическом отношении каркасные силикаты представляют собой алюмосиликаты K, Na и Ca. Для них характерны постоянная довольно высокая твердость (5—6), светлая окраска и удельный вес 2,5—2,75. Каркасные силикаты делятся на две группы минералов: полевые шпаты и фельдшпатоиды.

По химическому составу среди полевых шпатов выделяются: 1) калиево-натровые полевые шпаты и 2) известково-натровые полевые шпаты, или плагиоклазы.

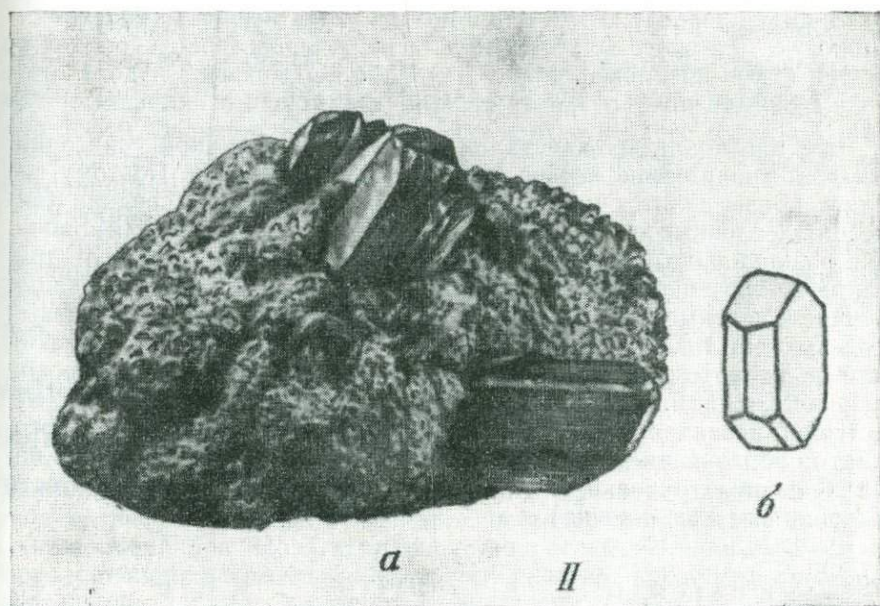
Калиево-натровые полевые шпаты

Из калиевых полевых шпатов важное значение имеет ортоклаз $K[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (рис. 20, I) с окраской желтовато-розовой до мясокрасной, кристаллизующийся в моноклинной сингонии и образу-

¹ Название дано по своеобразному зеленому цвету («хлорос» — зеленый).



I



a

II

b

Рис. 20. Кристаллы полевого шпата:

I — кристаллы ортоклаза; II — друзы альбита с кристаллами кварца (a) и характерная форма кристаллов альбита (б)

ющий прямоугольные сколы по спайности в двух направлениях¹. К этой же группе относится **микроклин**, кристаллизующийся в триклинной сингонии, по химическому составу аналогичный ортоклазу. Разновидность микроклина зеленого цвета называется **амазонитом**.

¹ От греческого «ортоклаз» — прямоколющийся.

Плагиоклазы

По химическому составу плагиоклазы представляют собой непрерывный ряд изоморфных смесей двух составных частей: альбитовой (Ab) — $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и анортитовой (An) — $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{SiO}_2\text{O}_8]$. В природе существуют все члены этого изоморфного ряда, от чистого альбита (рис. 20, II) до анортита. Плагиоклазы разного состава носят различные названия: олигоклас, андезин, лабрадор и битовнит, в них соответственно уменьшается содержание натровой составляющей и увеличивается содержание кальциевой.

Изоморфные смеси Ab и An

	Ab	An
Альбит	100—90	0—10
Олигоклас	90—70	10—30
Андезин	70—50	30—50
Лабрадор	50—30	50—70
Битовнит	30—10	70—90
Анортит	10—0	90—100

Все плагиоклазы кристаллизуются в триклинной сингонии. Анортит значительно беднее альбита кремнекислотой. Поэтому все плагиоклазы делятся на кислые (альбит, олигоклас), средние (андезин), основные (лабрадор, битовнит, анортит). Макроскопически разновидности плагиоклазов почти не отличаются друг от друга, за исключением лабрадора, для которого характерна иризация (синие и зеленые переливы на плоскостях спайности). От калиевых полевых шпатов плагиоклазы отличаются по белой, голубоватой или зеленовато-серой окраске, двойниковой полисинтетической штриховке на плоскостях спайности, которые образуют угол 87° (отсюда название «плагиоклас» — косоколющийся). Эти многократно образующиеся двойники бывают заметны в виде тонкой параллельной штриховки на плоскостях спайности или полосчатости (двойниковая штриховка).

Фельдшпатоиды

По химическому составу фельдшпатоиды сходны с полевыми шпатами, но беднее их кремнекислотой. Они как бы замещают полевые шпаты в некоторых магматических породах, бедных кремнекислотой, но богатых щелочами, и поэтому играют существенную роль в составе щелочных пород. Альбиту (натриевому полевому шпату) соответствует из фельдшпатоидов **нефелин** (Na, K) $[\text{AlSiO}_4]$, по характерному жирному блеску называемый также элеолитом («масляным камнем»). Он входит в состав бескварцевых щелочных магматических пород (нефелиновых сиенитов) и применяется в стекольной, керамической и химической промышленности, используется для производства алюминия. Калиевым полевым шпатам (орто-

клазу и микроклину) соответствует лейцит $K[AlSi_2O_6]$ — породообразующий минерал излившихся пород, который может употребляться для производства калия и алюминия.

УГЛЕРОДИСТЫЕ СОЕДИНЕНИЯ

Углеродистые соединения существенно отличаются от многих минералов по происхождению, химическим свойствам и кристаллическому строению. К минералам, состоящим из углеводородов с некоторым количеством кислорода, можно отнести асфальт, озокерит и янтарь.

Асфальт — продукт окисления углеводородов нефти. Он состоит в основном из углеводородов (80%), кислорода (10%) и водорода (10%). Это коричнево-черная мягкая масса, которая горит и легко плавится. Применяется асфальт для дорожных покрытий, в химической промышленности.

Озокерит (горный воск) состоит на 84% из углерода и на 16% из водорода. По внешнему виду и физическим свойствам озокерит очень сходен с воском. Он образуется из парафиновой нефти путем кристаллизации высокомолекулярных углеводородов при охлаждении нефти. Озокерит идет на выделку искусственного воска — церезина, употребляется для пропитывания тканей и других технических и медицинских целей.

Янтарь $C_{10}H_{16}O$ представляет собой ископаемую древесную смолу. Это легкий аморфный минерал буровато-желтого цвета, прозрачный и полупрозрачный, с раковистым изломом и небольшой твердостью (2—2,5). Он применяется в электротехнике как изолятор, в ювелирном деле и химической промышленности.

ОПРЕДЕЛИТЕЛЬ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

МЕТОДИКА ПОЛЬЗОВАНИЯ ОПРЕДЕЛИТЕЛЕМ

В учебной литературе по минералогии существует довольно большое количество полных руководств по макроскопическому определению минералов. Но эти руководства составлены для студентов, прослушавших специальный курс минералогии. Ниже предлагается составленный нами упрощенный определитель минералов, включающий лишь главнейшие породообразующие минералы и их диагностические признаки.

Определение минералов удобнее всего начинать с твердости как постоянной величины для большинства минералов, не зависящей от размеров образца или крупности его зерен в породе. По твердости все минералы разбиты на семь групп. В каждой из первых шести групп минералы объединяются по блеску в небольшие подгруппы; где каждый минерал имеет определенный номер, против которого указаны наиболее характерные признаки, отличающие данный минерал от других.

Ход определения минерала примерно следующий: прежде всего определяется твердость минерала, которая, предположим, оказыва-

ется равной 3. Следовательно, минерал относится ко второй группе по твердости, т. е. к группе минералов с твердостью 2—3. Затем определяется блеск минерала. Для этого необходимо найти свежую поверхность скола. Допустим, что блеск минерала стеклянный. Обращаемся к подгруппе 2 (минералы со стеклянным или перламутровым блеском). В этой подгруппе имеется пять номеров: 34; 32; 31; 13; 15, каждому из которых присуще то или иное определенное свойство. Например, для № 34 характерны зеленый цвет, мелкие зерна и черта зеленая; для № 32 — черный цвет и способность расщепляться на тонкие листочки, для № 31 — светлый цвет и расщепляемость на тонкие листочки, для № 13 — соленость, для № 15 — «вскипание» с соляной кислотой.

Оказывается, что определяемый минерал не соленый и не расщепляется на листочки, но от действия слабой соляной кислоты на свежую поверхность бурно «вскипает». Минерал с подобными свойствами имеет № 15. Далее следует перейти к табл. 2, где главные породообразующие минералы распределены по минералогическим классам, и под этим номером находим, что это кальцит. Определив все остальные свойства минерала по схеме, приведенной ниже, окончательно убеждаемся в правильности нашей характеристики. В характеристику минералов входят: название, химический состав, твердость, цвет, цвет черты, спайность и излом, форма кристаллов, удельный вес, формы нахождения в природе и специфические диагностические свойства.

СХЕМА ОПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ

- I. Минералы с твердостью до 2 включительно
1. С металловидным блеском, пачкает руки, не гибок № 1
 2. Со стеклянным или шелковистым блеском, спайность весьма совершенная, бесцветный, листочки по спайности гибкие № 19
Зеленый слюдоподобный, листочки по спайности гибкие № 33
 3. С жирным блеском, мыльный на ощупь № 28
 4. Матовый, белый, землистый, при намокании в воде пластичен № 30
- II. Минералы с твердостью свыше 2 до 3 включительно
1. С жирным блеском на изломе, желтый с раковистым изломом № 2
 2. Со стеклянным или перламутровым блеском
Зеленый, мелкие зерна, черта зеленая № 34
Черный, расщепляется на тонкие листочки № 32
Светлый, расщепляется на тонкие листочки № 39
Соленый на вкус № 13
Вскипает под действием соляной кислоты № 15
- III. Минералы с твердостью свыше 3 до 4 включительно
1. С металлическим блеском, золотистый, черта зеленоваточерная № 5
 2. Со стеклянным, шелковистым или перламутровым блеском

Зеленый, пятнистый, волокнистый	№ 29
Белый, вскипает в подогретой соляной кислоте	№ 16
Фиолетовый, зеленый, голубой, прозрачный, кубики-кристаллы	№ 14
Белый, голубой, совершенная спайность, зернистый	№ 20
Вскипает в порошок под действием соляной кислоты	№ 17
Желтовато-бурый, вскипает в подогретой соляной кислоте	№ 18
IV. Минералы с твердостью свыше 4 до 5 включительно	
1. С жирным или стеклянным блеском, желтый и зеленоватый прозрачный	№ 21
2. С матовым или слабо жирным блеском, бурый, непрозрачный, зернистый	№ 22
V. Минералы с твердостью свыше 5 до 6 включительно	
1. С металлическим или матовым блеском	
Черта черная	№ 9
Черта желто-бурая	№ 12
Черта вишнево-бурая	№ 8
2. С жирным или шелковистым блеском	
Блеск тусклый, просвечивает	№ 11
Блеск жирный	№ 40
Черта зеленоватая или бурая, спайность совершенная	№ 27
3. Со стеклянным блеском	
Темно-зеленый, черный, черта серо-зеленая	№ 26
Серый, иризирует в сине-голубых и зеленых тонах	№ 39
Зеленовато-серый, желтовато-зеленый, черта светлая	№ 36
Желтоватый, розовый, мясо-красный, прямоугольные обломки по спайности	№ 35
Белый, косоугольные обломки по спайности	№ 37
Серый, темно-серый, желтоватый, косые углы по спайности	№ 38
VI. Минералы с твердостью свыше 6 до 7 включительно	
1. С металлическим блеском	
Кубические золотистые кристаллы, черта темно-серо-зеленоватая, почти черная	№ 3
Лучистые сростки тускло золотистого цвета	№ 4
2. С жирным или стеклянным блеском	
Скрытокристаллический, в виде желваков и натечных форм, слабо просвечивает	№ 7
Спайность отсутствует, блеск жирный на изломе, стеклянный на гранях, излом раковистый	№ 6
Бутылочно-зеленый, мелкие зерна в породе	№ 23
VII. Минералы с твердостью свыше 7	
Твердость 7, 5, цвет красный, многогранники	№ 24
Зеленый, розовый, черный, столбчатые, трехгранные, призматические кристаллы с продольной штриховкой	№ 25
Твердость 9, кристаллы боченовидные, штриховка на плоскостях кристалла	№ 10

Таблица 2

Характеристика породообразующих минералов

№ п/п	Класс	Название минерала	Химический состав	Твердость	Блеск	Цвет	Цвет черты
1	Самородные элементы	Графит	C	1	Полуметаллический, жирный	Стально-серый до черного	Серовато-черная, блестящая
2	То же	Сера	S	1,5	Жирный, просвечивает	Желтый	Слабая, светло-желтая
3	Сульфиды	Пирит (серный колчедан, железный колчедан)	FeS ₂	6—6,5	Сильный металлический	Соломенно-желтый, золотистый	Зелено-ваточерная
4	»	Марказит	FeS ₂	6—6,5	Металлический, тусклый	Бледный, зеленовато-желтый	Зелено-ватосерая
5	»	Халькопирит (медный колчедан)	CuFeS ₂	3,5—4	Сильный металлический, иногда с радужной побежалостью	Латунино-желтый, зеленовато-золотистый	Зелено-ваточерная
6	Окислы	Кварц (прозрачный горный — хрусталь, фиолетовый — аметист, дымчатая)	SiO ₂	7	Стекланный на гранях кристалла, жирный на изломе	Белый (молочный), дымчатый, розовый, бесцветный, черный	Не дает черты

Излом и спайность	Форма кристаллов	Удельный вес	Практическое значение	Диагностические признаки	Происхождение
Мелкозернистый; весьма совершенная в одном направлении	Гексагональные пластинки и листочки	2,2	Употребляется для изготовления карандашей, плавильных тиглей, электроприборов и др.	Жирный на ощупь, пачкает руки, пинет на бумаге	Образуется в изверженных горных породах, при восстановительных процессах в условиях высоких температур. Может являться продуктом метаморфизма каменных углей
Раковистый; несовершенная	Усеченные тетраэдры, тетрагональные	2	В резиновой, химической промышленности, в медицине, в электротехнике, для отбеливания тканей	Мягкий, желтый и зеленовато-бурый цвет. При трении электризуется, горючий	Образуется при распаде сернокислых соединений в присутствии органических веществ. Выделяется в кратерах вулканов из возгоняющихся паров и сероводорода, может образоваться при разложении сульфидов
Неровный, раковистый; несовершенная	Кубическая	4,9—5,2	Употребляется для производства серной кислоты	От халькопирита отличается соломенно-желтым цветом, высокой твердостью и формой кристаллов со штриховкой на гранях	Может образоваться в контактово-метаморфических породах, при разложении остатков животных и растений в осадочных породах, при гидротермальных процессах
Неровный	Радиально-лучистые, сростки таблитчатые или копьевидные кристаллы и гребенчатые* двойники	4,5—4,9	То же	В свежем изломе зеленоватый оттенок, а также иная форма кристаллов, несвойственные пириту	Образуется из поверхностных кислых растворов, из низкотемпературных гидротермальных растворов. Распространен среди осадочных горных пород
Неровный, весьма несовершенная	Тетраэдры (отдельные кристаллы редки)	4,1—4,3	Богатая медная руда	Характерна синяя или розовато-фиолетовая побежалость, от пирита отличается по твердости и цвету	Выделяется при пневматолитовых и гидротермальных процессах, реже образуется из поверхностных вод при вторичном обогащении
Раковистый; спайности нет	Удлиненные призматические формы с пирамидалевыми окончаниями.	2,6	Прозрачные разновидности используются в оптическом производстве, радиотехнике, ювелирном деле,	Отличается характерной формой и твердостью в плотных агрегатах, отсутствием	Имеет магматическое, гидротермальное происхождение. Встречается в пустотах среди

№ п/п	Класс	Название минерала	Химический состав	Твердость	Блеск	Цвет	Цвет черты	Излом и спайность	Форма кристаллов	Удельный вес	Практическое значение	Диагностические признаки	Происхождение	
7	Оксиды	разновидность — дымчатый кварц, черный кварц — морин	Халцедон	SiO_2	6,5	Мутно-жирный, матовый	Светло-серый, голубоватый	Не дает черты	Грани призм имеют поперечную штриховку	2,6	массивные — в металлургической, фарфоровой и стекольной промышленности	спайности, раковистым изломом и жирным блеском	пегматитов. При экзогенных процессах образуется при дегидратации и раскристаллизации гелей кремнезема	
8	»	Гематит (скрытокристаллический — бурый железняк явно кристаллический — железный блеск)		Fe_2O_3	5,5	Металлический у кристаллических разновидностей, металлоидный с синеватым отливом, матовый у землистых разновидностей	От красноватого до железно-черного	Вишнево-бурая	Раковистый или землистый; спайности нет	4,9—5,3	Полосчатые разновидности (агаты) употребляются в ювелирном деле, в точной механике и часовом производстве	От похожих на него опала и скрытокристаллического флюорита отличается по твердости	Образуется при раскристаллизации гелей кремнезема, а также выпадает из низкотемпературных гидротермальных растворов	
9	»	Магнетит (магнитный железняк)		$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{FeO}$ или Fe_3O_4	5,5—6,5	Металлический	Железо-черный	Черная	Раковистый или землистый; спайности нет	Чешуйки, таблички и розетки	Высококачественная железная руда	Вишнево-красная и бурая черта	Образуется в метаморфических породах как продукт дегидратации гидроокислов железа	
10	»	Корунд (красная разновидность — рубин, мелкозернистая темная разновидность — наждак) Опал		Al_2O_3	9	Стеклообразный	Голубоватый, синий, серый, бурый	Черты не дает	В кристаллах, в сплошных массах, зернистый; несовершенная	Октаэдры (иногда штриховатые на гранях)	То же	Характерен магнитными свойствами (действует на стрелку компаса)	реже образуется при гидротермальных процессах и в результате окисления магнитного железняка (маргит)	
11	Водные окислы	Корунд (красная разновидность — рубин, мелкозернистая темная разновидность — наждак) Опал		Al_2O_3	9	Стеклообразный	Голубоватый, синий, серый, бурый	Черты не дает	Неровный, отдельность по ромбоэдру; несовершенная	Боченкообразные и пластинчатые кристаллы, сплошные массы	Употребляется для шлифовки металлов, как точильный камень (наждак)	Высокая твердость	Породообразующий минерал основных магматических пород, имеет также контактово-метаморфическое и реже гидротермальное происхождение	
12	То же	Лимонит (бурый железняк)		$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	5,5—6,5	Жирный тусклый, иногда слабо стекловидный	Белый, желтый, серый, синий, бурый, просвечивает, полупрозрачный	Черты не дает	Раковистый	Кристаллов не образует	Прозрачные разновидности — рубин и сапфир — драгоценные камни	От халцедона отличается меньшей твердостью и жирным блеском	Образуется из водных растворов кремнезема в приповерхностных условиях	
12	То же	Лимонит (бурый железняк)		$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	5—1 в зависимости от физического состояния	Матовый, полуметаллический	Ржаво-желтый, бурый, темно-бурый	Желто-бурая, ржаво-желтая	Землистый	Кристаллов не дает, образует псевдоморфозы по пириту в виде кубиков	Благородный опал — поделочный камень	Распространенная железная руда	Ржаво-желтая черта	Образуется в коре выветривания из других соединений железа, откладывается на дне водоемов из растворов различных солей железа при посредстве бактерий

№ п/п	Класс	Название минерала	Химический состав	Твердость	Блеск	Цвет	Цвет черты	Излом и спайность	Форма кристаллов	Удельный вес	Практическое значение	Диагностические признаки	Происхождение
13	Галоиды	Галит (каменная соль, поваренная соль)	NaCl	2,5	Стекланный, жирный	Белый, бесцветный, синеватый, розовый, серый	Белая	Весьма совершенная в трех направлениях по граням куба	Кубическая	2,1	Употребляется в пищевой химической, металлургической и кожевенной промышленности	Соленый на вкус, весьма совершенная спайность по кубу	Лагуно-морской химический осадок
14	»	Флюорит (плавиковый шпат)	CaF ₂	4	Стекланный	Фиолетовый, желтый, зеленый, розовый и реже прозрачный, бесцветный	»	Совершенная в четырех направлениях	Кубы, реже октаэдры	3—3,2	Употребляется для получения плавиковой кислоты, в металлургии как пламень, в оптике (прозрачные разности)	Отличается по форме кристаллов, слабому стеклянному блеску, спайности и твердости	Имеет гидротермальное происхождение, реже образуется в пегматитовых и пневатолитовых жилах совместно с бериллом, турмалином, топазом и другими минералами
15	Карбонаты	Кальцит (прозрачная разновидность—исландский шпат)	CaCO ₃	3	Стекланный	Белый, серый, желтый, голубой, прозрачный или просвечивающий	Белая	Совершенная в трех направлениях по ромбоэдру	Ромбоэдры и скаленоэдры	2,7	Употребляется для производства извести, а прозрачные разности—в оптике для изготовления поляризационных приборов	Совершенная спайность по ромбоэдру, малая твердость. При действии HCl (10%) вскипает, выделяя углекислый газ	Образуется при гидротермальных процессах, а также при процессах выветривания и осадконакопления
16	»	Магнезит	MgCO ₃	3,5—4,5	Стекланный, шелковистый, матовый	Белый, серый, желтоватый	»	Раковистый или землистый в скрытокристаллических разностях, совершенная в кристаллических разностях	Ромбоэдры (встречаются редко)	3—3,4	Огнеупорный строительный материал, порошок употребляется в медицине	Реагирует с нагретой соляной кислотой с вскипанием	Образуется при метаморфизме основных магnezияльных горных пород в гидротермальных процессах и в процессе диагенеза известняков при осадконакоплении. Продукт выветривания магnezияльных пород
17	»	Доломит (горький шпат)	CaMg (CO ₃) ₂ или CaCO ₃ MgCO ₃	3,5—4	Стекланный, иногда перламутровый	Белый, желтый, серый	Белая	Совершенная в трех направлениях по ромбоэдру	Искривленные ромбоэдры (встречаются редко)	2,8—2,9	Употребляется как флюс в металлургии и стройматериал	Вскипает в порошке под действием соляной кислоты	Продукты диагенеза известняков под действием магnezияльных растворов, образуется при метаморфизме осадочных пород
18	»	Сидерит (железный шпат)	FeCO ₃	3,5	Стекланный, часто перламутровый	Серый, горюхово-желтый, бурый	Белая или желтоватая	Совершенная в трех направлениях	Плоские и искривленные ромбоэдры	3,7—3,9	Ценная железная руда	В нагретой соляной кислоте разлагается с шипением; капля кислоты на сидерите желтеет от образования хлорного железа	Образуется гидротермальным и метасоматическим путем (действие железосодержащих растворов на известняки), продукт осадконакопления
19	Сульфаты	Гипс (легкий шпат, мелкозернистый белый и розовый—алебастр, волокнистый—селенит)	CaSO ₄ ·2H ₂ O	2	Стекланный с перламутровым отливом, шелковистый у волокнистых разностей	Бесцветный (прозрачный), белый, розовый, желтый, серый	Белая	Волокнистые разности с занозистым изломом; весьма совершенная в одном направлении	Таблетчатые, пластинчатые кристаллы, двойники в виде «ласточкина хвоста», розетки	2,3	Используется в строительстве (штукатурка), в полуобожженном виде (алебастр), для скульптурных и лепных работ и в медицине	Характерные формы кристаллов, весьма совершенная спайность в одном направлении) и малая твердость (чертится ногтям)	Химический осадок

№ п/п	Класс	Название минерала	Химический состав	Твердость	Блеск	Цвет	Цвет черты	Излом и спайность	Форма кристаллов	Удельный вес	Практическое значение	Диагностические признаки	Происхождение
20	Сульфаты	Ангидрит (безводный гипс)	CaSO_4	3—3,5	Стеклообразный, иногда с перламутровым отливом	Белый, сероватый, голубой, розовый	Белая	Зернистый, совершенная по трем взаимно перпендикулярным направлениям	Мелкие таблитчатые формы (встречаются редко)	2,8—3	Употребляется для изготовления специального цемента и для мелких художественных поделок	В отличие от гипса не царапается ногтем, не реагирует с кислотами (в отличие от кальцита)	Образуется осадочным путем
21	Фосфаты	Апатит (фтор-апатит и хлор-апатит)	$\text{Ca}_5(\text{F, Cl})\text{X}(\text{PO}_4)_3$	5	На гранях стеклообразный, на изломе жирный. Мелкозернистые массы имеют сильный стекловидный блеск	Бесцветный, зеленый, желтоватый, белый, синевато-зеленый и буровато-зеленый	Белая	Неровный, раковистый; несовершенная	Шестигранные призмы, реже таблитчатые	3,2	Употребляется в производстве минеральных фосфорных удобрений	Характерная форма кристаллов и твердость 5 (по шкале твердости)	Породообразующий минерал магматических пород, образуется в области контакта изверженных пород с известняками
22	»	Фосфорит	Фосфат Ca, близкий по составу к апатиту, но загрязненный глинистым и песчаным материалом	5	Матовый	Бледно-желтый, серый, бурый	Серая, слабая	Спайность отсутствует	Кристаллов не образует	3,2	Употребляется в производстве минеральных удобрений	Характерны желваки, конкреции радиально-лучистой формы	Образуется осадочным путем из фосфора содержащегося в остатках древних организмов
23	Силикаты островные (ортосиликаты)	Оливин (перидот)	$(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$	6,5—7	Стеклообразный	Оливково-зеленый, бутылочный, буроватый, прозрачный или просвечивающий	Не дает	Неровный; средняя	Кристаллы редки, обычно зерна	3,3—4,4	Прозрачные разновидности (хризолиты) используются в ювелирном деле. Оливиновые породы (дуниты) применяются в строительстве, огнеупорной и химической промышленности	Характерный оливково-зеленый цвет, довольно ясная спайность (в отличие от кварца), зернистость	Магматического происхождения. Породообразующий минерал ультраосновных и основных изверженных горных пород
24	То же	Гранат (альмандин)	$\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	7—7,5	Стеклообразный, реже жирный	Темно-красный, буроватый	Не образует	Несовершенная; неровный, раковистый	Изометричные многогранные округлой формы	4,1—4,3	Употребляется как шлифовальный абразивный материал, прозрачные разновидности — как драгоценный камень	Изометрический облик кристаллов, окраска, высокая твердость	Образуется метаморфическим и реже магматическим путем
25	Силикаты кольцевые	Турмалин	Сложный боралюмосиликат	7—7,5	Стеклообразный	Зеленый, розовый, бурый, черный, прозрачный	Не дает	Занозистый; отсутствует	Трехгранные призмы вытянутой шестоватой формы с продольной штриховкой	3—3,2	Употребляется в радиотехнике, прозрачные разновидности гранятся как драгоценный камень	Призматическая тригональная форма кристаллов, продольная штриховка, твердость, отсутствие спайности	Встречается в гранитных породах и легматитовых жилах, реже контактово-метаморфического происхождения
26	Силикаты цепочечные (пироксены)	Авгит	$\text{Ca}(\text{Mg, Fe, Al})[(\text{Si, Al})_2\text{O}_6]$	6,5	Стеклообразный	Зеленый, бурый, черный	Светлая, зеленая	Неровный; ясная по граням призмы под углом, близким к 90°	Восьмиугольные призматические мелкие столбчатые кристаллы	3,3—3,6		От роговой обманки отличается формой кристаллов, спайностью и твердостью	Породообразующий минерал основных изверженных горных пород
27	Силикаты ленточные (амфиболы)	Роговая обманка	Общая формула амфиболов $\text{R}_7(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2$ где R=Ca, Mg, Fe, Na Полная формула: $(\text{Ca} \cdot \text{Na})_2(\text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_5[\text{F, OH}]_2[(\text{Si, Al})_4\text{O}_{11}]_2$	5,5—6	На плоскостях спайности шелковистый, похож на блеск рогового вещества	Серо-зеленый, темно-зеленый, черный	Зеленоватая или бурая	Занозистый; совершенная в двух направлениях под углом 124°	Столбчатые или гексагональные призматические лучистые сростки	3,1—3,5		Форма кристаллов игольчатая, шестоватая, спайность под углом 124°	Магматического и метаморфического происхождения

№ п/п	Класс	Название минерала	Химический состав	Твердость	Блеск	Цвет	Цвет черты
28	Силикаты листовые	Тальк	$Mg_3(OH)_2 [Si_4O_{10}]$	1	Жирный, на плоскостях спайности перламутровый	Белый, желтоватый, зеленоватый, голубоватый	Белая
29	То же	Серпентин (волокнистая разновидность — горный лен, асбест)	$Mg_3(OH)_8 [Si_4O_{10}]$	3—4	Жирный, восковой, шелковистый	От светло-зеленого, голубоватого до темно-зеленого с желтыми пятнами (напоминает кожу змеи)	Белая, зеленоватая
30	То же	Каолинит	$Al_2(OH)_5 [Si_4O_{10}]$	1—2	Тусклый, матовый, жирный, в чешуйках перламутровый	Белый, слегка желтоватый или сероватый	Белая
31	Силикаты листовые (алюмосиликаты)	Мусковит (белая калиевая слюда). Тонкочешуйчатый серицит	$KAl_2(OH, F)_2 [AlSiO_6]$	2—3	Стеклообразный, перламутровый	Бесцветный, с желтоватым, розоватым, зеленоватым или сероватым оттенком	Белая
32	То же	Биотит (черная железомagneзистая слюда)	$K(Mg, Fe)_3(OH, F)_2 [AlSi_3O_{10}]$	2—3	Стеклообразный, перламутровый	Черный или темно-зеленый, бурый	Белая или зеленоватая
33	»	Хлориты	$(Fe, Mg)_3 Al(OH)_3 [AlSi_3O_{10}]$	2—2,5	Стеклообразный, перламутровый	Зеленый	Светлая, зеленоватая
34	»	Глаукоцит (из группы гидрослюд, возможно, агрегат из нескольких минералов)	Примерный состав: $K[AlSi_3O_{10}] \times nH_2O$	2—3	Тусклый, стекловидный, жирный	Темно-зеленый (черновато-зеленый)	Зеленая
35	Силикаты каркасные (алюмосиликаты)	Ортоклаз	$K[AlSi_3O_8]$	6	Стеклообразный	Белый, кремовый, голубоватосерый, розовый, мясо-красный	Белая

Излом и спайность	Форма кристаллов	Удельный вес	Практическое значение	Диагностические признаки	Происхождение
Весьма совершенная в одном направлении, расщепляется на толстые неупругие листочки	Листоватые и чешуйчатые	2,7—2,7	Употребляется в резиновой, бумажной промышленности, медицине как кислотоупорный и огнеупорный материал	Жирный на ощупь, очень мягкий, листочки гибкие, но не уруги. Характерен цвет	Продукт метаморфизма магнезиальных горных пород
Раковистый в сплошных массах, занозистый в волокнистых разновидностях. Совершенная в одном направлении в волокнистых разновидностях	Волокна, пластинки, мелкие зерна	2,5—2,7	Асбест употребляется для изготовления огнеупорных тканей, картона, прокладок и т. д.	Серпентин отличается по окраске, отсутствию спайности и слабому жирному блеску; асбест — по волокнистому строению и шелковистому блеску	Продукт гидротермального метаморфизма ультраосновных магматических горных пород
Землистый, у пластинок совершенная в одном направлении	Кристаллы исключительно редки. Обычно землястые массы	2,6	Употребляется в керамике, строительном деле, бумажной промышленности и как огнеупорный материал	Жирный на ощупь, мягкий, в воде сильно набухает	Продукт гидротермальных изменений и поверхностного выветривания полевых шпатов и других алюмосиликатов
Весьма совершенная в одном направлении	Таблитчатые пластинчатые кристаллы достигают больших размеров	2,7—3,1	Употребляется в качестве электроизоляционного и тугоплавкого материала вместо стекла	Расщепляется на тонкие упругие листочки и чешуйки, светлая окраска	Магматического или метаморфического происхождения
Весьма совершенная в одном направлении	Таблитчатые (гексагональной формы), пластинчатые	3—3,1	Составная часть магматических и некоторых метаморфических пород	Темная зеленоватобурая окраска, расщепляется на упругие листочки, в толстых пластинках непрозрачен	Породообразующий минерал магматических пород метаморфического происхождения
То же	Таблички, чешуйки, сроставшиеся друзами сплошные кристаллические массы	2,6—2,8	Хлориты с высоким содержанием железа (шамозит) используются как железная руда	Расщепляется на гибкие, упругие листочки, характерны зеленый цвет и низкая твердость	Метаморфического происхождения, образуется из биотита, ангита и роговой обманки
Неровный	Мелкие (до 1 мм) зернышки и желвачки	2,2—2,8	Употребляется как смягчитель воды	Темно-зеленый цвет, зернистость	Осадочного (морского) происхождения
Совершенная по двум направлениям под прямым углом	Призматические, пинакоидальные	2,6	Бледноокрашенные разновидности применяются в фарфоровой и фаянсовой промышленности	Образует прямоугольные сколы, высокая твердость, совершенная спайность	Породообразующий минерал кислых средних и щелочных изверженных пород. Продукты высокотемпературных гидротермальных изменений по р од

№ п/п	Класс	Название минерала	Химический состав	Твердость	Блеск	Цвет	Цвет черты	Излом и спайность	Форма кристаллов	Удельный вес	Практическое значение	Диагностические признаки	Происхождение
36	Силикаты каркасные (алюмосиликаты)	Микроклин	По составу аналогичен ортоклазу	6	Стеклянный или слегка перламутровый на гранях спайности	Кремовый, зеленовато-серый, розовый, зеленая разность называется амазонитом	Светлая	Совершенная по двум направлениям под углом, близким к прямому	Призматические, сходные с кристаллами ортоклаза	2,6	То же, что и у ортоклаза, амазонит применяется как поделочный камень	Отличается от ортоклаза по спайности (угол между плоскостями спайности менее прямого на 20')	Породообразующий минерал средних и щелочных изверженных горных пород. Образуется также и метаморфическим путем
37	То же	Альбит (натровый плагноклаз)	$Na[AlSi_3O_8]$	6	Стеклянный	Белый, голубовато-белый	Белая	Неровный, совершенная по двум направлениям под углом менее 90°	Таблитчатые в виде сросшихся пластинок	2,6	Промышленного значения не имеет	Белый цвет, иногда с тонкой штриховкой на плоскостях спайности, высокая твердость	Магматического происхождения, продукт метасоматических гидротермальных процессов. Один из породообразующих минералов средних изверженных пород
38	»	Анортит (кальциевый плагноклаз)	$Ca[Al_2Si_2O_8]$	6—6,5	Стеклянный	Серый, белый, голубоватый, желтоватый	То же	Ясная в двух направлениях	Таблитчатые кристаллы (встречаются редко)	2,7	Промышленного применения не имеет	Сходен с альбитом, отличается только в шлифах	Продукт кристаллизации магмы. Минерал основных изверженных пород
39	»	Лабрадор (известково-натровый плагноклаз)	Изоморфная смесь: An 50—70% Ab 50—30%	6	Стеклянный, перламутровый	Серый, темно-серый, с голубыми и зеленоватыми переливами (призрирует)	»	Совершенная в двух направлениях	Таблитчатые кристаллы с заметной штриховкой на плоскостях спайности (в породе одиночные кристаллы редки)	2,7	Лабрадорит (порода, состоящая из лабрадора) употребляется как поделочный материал	Отличительный признак — иризация	Породообразующий минерал основных магматических горных пород
40	»	Нефелин (элеолит — «масляный камень»)	$Na[AlSiO_4]$	6	Стеклянный на гранях, жирный на изломе	Серый, розовый, желто-бурый, бесцветные кристаллы	Не дает	Плоскоракровистый; несовершенная	Мелкие призматические кристаллы (встречаются редко)	2,7	Используется в стекольной и керамической промышленности, а также для получения соды, глинозема и красок	От ортоклаза и плагноклазов отличается жирным блеском и несовершенной спайностью. От кварца отличается по твердости и блеску	Породообразующий минерал щелочных магматических горных пород
<i>Минералы, не имеющие большого породообразующего значения, но входящие в шкалу твердости</i>													
41	Самородные элементы	Алмаз	C	10	Сильный, алмазный	Бесцветный, прозрачный, желтый, голубой, черный (карбонадо)	Не дает	Совершенная в четырех направлениях (по октаэдру)	Восьми- и двенадцатигранные (октаэдр, ромбодекаэдр и др.)	3,5	Употребляется в ювелирном деле, для шлифовки, для изготовления буровых коронок	От кварца отличается совершенной спайностью, высокой твердостью и формой кристаллов	Продукт кристаллизации ультраосновной и основной магмы в трубках взрыва
42	Силикаты (островные)	Топаз	$Al_2[F, OH]_2SiO_4$	8	Стеклянный	Бесцветный, голубовато-желтоватый, розовый	То же	Неровный; совершенная в одном направлении	Призматические	3,3—3,6	Используется как драгоценный камень, абразивный материал, в производстве точных приборов	От кварца отличается большей твердостью, совершенной спайностью и более сильным блеском	Продукт кристаллизации кислой магмы в пегматитах и процессов автотематоморфизма (грейзены)

II. ГЛАВНЕЙШИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Горными породами называются естественные ассоциации минералов, возникшие в земной коре в результате затвердевания природных силикатных расплавов, накопления осадков и преобразования ранее существовавших горных пород в процессах метаморфизма¹. Горные породы, содержащие полезные компоненты, и отдельные минералы, извлечение которых экономически целесообразно, считаются **полезными ископаемыми**. Каждая горная порода образует в земной коре **объемное тело** (слой, пласт, линзу, массив, поток, покров и т. д.), имеет определенный **вещественный состав** и обладает специфическим **внутренним строением**.

Вещественный состав горных пород характеризуется валовым химическим составом и минеральным составом. Валовый химический состав горных пород выражается в процентах содержания главных окислов: Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , H_2O . Однако при одном и том же химическом валовом составе горные породы могут иметь различный минеральный агрегат. В связи с этим последний играет решающую роль при определении типа горной породы.

Если горные породы состоят преимущественно из одного минерала (дунит, кварцит, известняк, каменная соль), они называются **мономинеральными**, если же из нескольких (гранит, гнейс, обычная глина) — **полиминеральными**. В обоих случаях различают главные породообразующие минералы, каждый из которых составляет более 5% объема породы (в сумме они составляют около 95% и более), и **второстепенные**, слагающие менее 5% горной породы.

Акцессорные минералы находятся в очень небольших количествах, но для однотипных пород являются характерными. Главные породообразующие минералы определяют тип горной породы и содержатся в каждом из них в определенных количествах. Наличие или отсутствие акцессорных минералов является важной минералогической и промышленной характеристикой горной породы, но не влияет на ее название.

Породообразующие минералы делятся на **салические** (светлоцветные) и **фемические** (темноцветные), а также на **первичные** и **вторичные**. Первичные минералы возникают в процессе образования горной породы, а вторичные — в процессе последующих ее изменений.

Внутреннее строение горной породы характеризуется структурой и текстурой. Под **структурой** понимают особенность внутреннего строения горной породы, связанную со степенью ее кристалличности, абсолютными и относительными размерами минеральных

¹ Естественные минеральные ассоциации, возникшие иным путем, к горным породам не относятся, например осадки, не пережившие стадии диагенеза, незатвердевшие лавы и магмы. Не являются горными породами также искусственные минеральные ассоциации (жирный, строительный цемент и т. п.).

зерен или обломков, слагающих породу, их формой и взаимоотношениями; **текстура** породы — это особенность внешнего ее строения, определяемая характером размещения минеральных зерен, их ориентировкой и окраской. Так, если изверженная горная порода нацело сложена примерно одинаковыми по размерам минеральными зернами, но минералы распределены неравномерно, так что темноцветные минералы образуют отдельные скопления, в таких случаях структуру называют полнокристаллической и равномернозернистой, а текстуру — пятнистой.

Все основные характеристики горных пород (форма залегания, вещественный состав, внутреннее строение) определяются их происхождением и преобразованием. По условиям и способу образования все горные породы делятся на магматические (изверженные), осадочные и метаморфические.

Магматические горные породы возникают путем кристаллизации природных силикатных расплавов. Эти расплавы зарождаются как в верхней части мантии Земли, так и в земной коре. Поднимаясь вверх, они затвердевают внутри земной коры или на ее поверхности.

Осадочные горные породы образуются на поверхности земной коры из продуктов разрушения ранее образованных горных пород, а также из химических и органогенных осадков.

Метаморфические горные породы возникают в глубоких зонах земной коры путем коренного преобразования магматических, осадочных и ранее существовавших метаморфических горных пород под влиянием высоких температур и давлений, в результате которого, не переходя в расплав, эти породы теряют первоначальный облик и приобретают новые особенности вещественного состава и внутреннего строения.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

В качестве главных классификационных признаков магматических пород (нередко их называют изверженными, подчеркивая связь с глубинами Земли) используются их химический состав и условия

Таблица 3

Средние содержания главных породообразующих окислов магматических пород в % по массе (по Кларку и Вашингтону)

SiO ₂	59,12	CaO	5,08
Al ₂ O ₃	15,34	Na ₂ O	3,82
Fe ₂ O ₃	3,08	K ₂ O	3,13
FeO	3,80	H ₂ O	1,15
MgO	3,49		
Всего			98,01 ¹

¹На долю TiO₂, MnO, P₂O₅ и CO₂ приходится 1,57%; все остальные элементы представлены в магматических породах в ничтожно малых количествах (в среднем до 0,42%)

залегаения. По химическому составу, который во многом определяется содержанием кремнезема SiO_2 (табл. 3), все магматические породы делятся на кислые, средние, основные и ультраосновные (см. табл. 4). Отношение $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$ определяет щелочность породы: если оно меньше единицы, то порода относится к нормальному ряду, а если больше, то к щелочному. Породы, для которых характерно значительное преобладание щелочей над щелочными землями, относятся к щелочным. Для отнесения породы к одной из этих групп обычно не обязателен химический анализ, так как химический состав пород находит отражение в их минеральном составе. Чем больше в породе кварца, тем она кислее; с увеличением количества **темноцветных минералов** (к темноцветным минералам относят биотит, амфиболы, пироксены и оливины) порода становится более основной, в ней увеличивается количество железа, магния и кальция и уменьшается количество кремнезема. Для пород щелочного ряда характерен в большом количестве калиевый полевой шпат. Щелочные породы, как правило, содержат нефелин и (или) лейцит (нефелин никогда не встречается вместе с кварцем). Надежным показателем кислотности породы являются плагиоклазы — чем в них меньше An , тем кислее порода. К сожалению, макроскопически установить состав плагиоклаза бывает очень трудно.

По условиям образования магматические породы делятся на интрузивные и эффузивные: формирование интрузивных происходило на относительно больших глубинах, кристаллизация **субвулканических и жильных** (т. е. полуглубинных или гипабиссальных) происходила на небольшой глубине, **эффузивные** (излившиеся) затвердели непосредственно на дневной поверхности. По степени вторичных изменений минералов эффузивные породы делятся на **кайнотипные** — неизменные, «свежие» и **палеотипные** — в той или иной степени измененные и перекристаллизованные, главным образом, под влиянием времени. Наиболее существенные вторичные изменения претерпевают калиевые полевые шпаты, которые замещаются каолинитом, биотит и амфиболы — хлоритом, амфиболы — биотитом, пироксены — амфиболами и эпидотом, оливины — серпентином, пироксенами и амфиболами. За редкими исключениями, эти изменения устанавливаются только при микроскопических исследованиях.

Визуальное определение магматических горных пород не представляет больших трудностей, если внимательно отнестись к изучению их главных отличительных признаков. По этим признакам в первую очередь следует установить, является порода интрузивной, жильной или эффузивной.

ПОРЯДОК ИЗУЧЕНИЯ И ОПИСАНИЯ ОТЛИЧИТЕЛЬНЫХ ПРИЗНАКОВ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

1. Цвет интрузивных пород самый разнообразный, так как минералы, их слагающие, могут быть различно окрашены. Если некоторые минералы в породе образуют изолированные скопления (ширы)

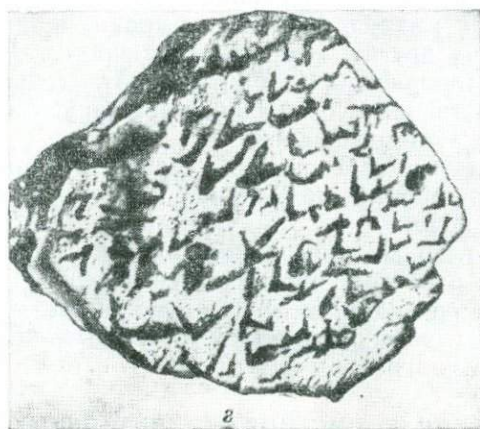
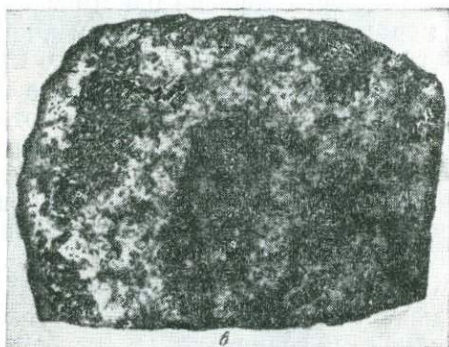
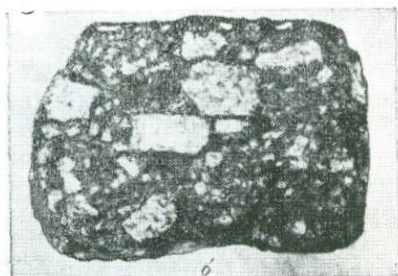
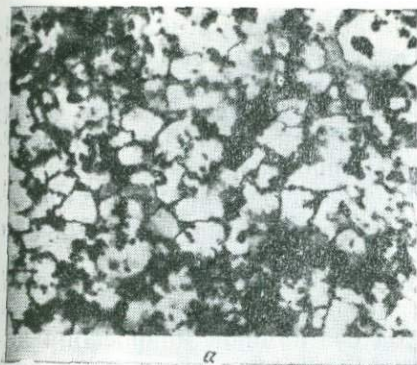


Рис. 21. Структуры и текстуры интрузивных пород:

а — структура равномернозернистая, среднезернистая, текстура массивная (гранодиорит);
б — структура порфировидная, текстура массивная (гранит-порфир); *в* — структура равномернозернистая, мелкозернистая, текстура пятнистая (диорит); *г* — структура пегматитовая, текстура массивная (пегматит)

или полосы, то окраска будет пятнистой, полосчатой и др. Породы, окрашенные в светлые тона, называют лейкократовыми, а темные — меланократовыми. Чем более меланократовая порода, тем больше в ней темноцветных минералов и больше цветное число (под цветным числом, или цветным индексом, понимают количество темноцветных минералов в объемных процентах).

2. Текстура. Для интрузивных пород наиболее характерными являются текстуры: массивная, полосчатая, пятнистая и др., которые хорошо распознаются при макроскопических исследованиях.

3. Структура — это совокупность признаков строения породы, обусловленных размерами, формой и взаимоотношениями ее составных частей. У интрузивных пород без помощи микроскопа хорошо распознаются только следующие структуры: афанитовая, когда отдельные зерна породы неразличимы; мелкозернистая с размерами кристаллических зерен меньше 0,5 мм в поперечнике; среднезернистая с размерами зерен от 0,5 до 1,0 мм, крупнозернистая — от 1,0 до 5,0 мм и гигантозернистая — более 5,0 мм. Структуры могут быть равномернозернистыми (рис. 21, а, в) и неравномернозернистыми, когда одни зерна по размерам резко отличаются от других. К последним относится и порфириовидная структура (рис. 21, б), образованная крупными кристаллическими зернами в мелкозернистом кристаллическом агрегате. Графическая структура, иначе называемая пегматитовой, представляет закономерное прорастание калиевого полевого шпата кварцем (рис. 21, г). Вростки кварца в полевом шпате обычно клиновидные и напоминают древнееврейские письма; отсюда и название пегматитов — «еврейский камень» или «письменный гранит».

4. Минеральный состав. С достаточной степенью точности объемные соотношения минералов можно определить на глаз.

Аксессуарными минералами часто бывают циркон, сфен, магнетит, апатит и ряд других. Вторичные минералы, если их удастся распознать без микроскопа (хлорит, эпидот, серпентин и др.), в подсчете количественных соотношений суммируются с теми первичными, по которым они развились.

5. Количественные соотношения главных минералов выражаются в объемных процентах по отношению ко всему объему породы.

6. Цветное число.

7. Описание главных минералов. Описание минералов включает преобладающие размеры кристаллических зерен, их форму и те диагностические признаки, по которым можно безошибочно назвать минерал. Кроме главных минералов, могут быть описаны представляющие интерес минералы и других групп.

ПОРЯДОК ИЗУЧЕНИЯ И ОПИСАНИЯ ОТЛИЧИТЕЛЬНЫХ ПРИЗНАКОВ ЭФФУЗИВНЫХ И СХОДНЫХ С НИМИ ЖИЛЬНЫХ ПОРОД

1. Цвет. Описание цвета производится так же, как и при изучении интрузивных пород.

2. Текстура. Текстуры эффузивных пород чаще всего бывают массивными, полосчатыми, слоистыми, пятнистыми, пузыристыми

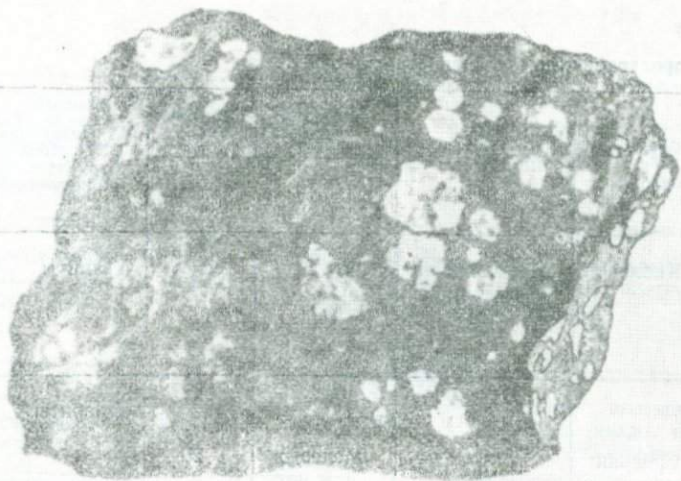


Рис. 22. Структуры и текстуры эффузивных пород:

а — структура порфировая, текстура пятнистая (андезитовый порфирит, х2); б — структура круппорфировая, текстура флюндальная (липарит, х10)

Таблица 4

Наиболее распространенные магматические породы

Количество SiO ₂ в % по массе	Группа пород	Щелочность	Количество кварца	Цветное число	Интрузивные породы. Структуры полно- кристаллические
			в %		
75—67	Кислая	Нормальный и щелочной ряд	До 50	5	Граниты
67—52	Средняя	Щелочной ряд	Менее 5 или нет	20	Диориты
	Щелочная				Сиениты
52—40	Основная	Нормальный и щелочной ряд	Нет	До 50	Нефелиновые сиениты
Менее 40	Ультра- основная				Габбро
				До 100	Дуниты Перидотиты
					Пироксениты

или миндалекаменными. Если пустоты, напоминающие по форме зерна миндаля, заполнены опалом, халцедоном, карбонатами или цеолитами, то текстура будет миндалекаменной в отличие от пузыристой, где пустоты различной формы не заполнены ничем. Когда вытянутые минералы находятся как бы в окаменевших потоках и струйках жидкой лавы (см. рис. 22, б) или магмы в некоторых интрузивных породах, текстура называется флюидалной, а будучи проявленной в щелочных лавах — трахитовой. Следует быть внимательным, чтобы не принять за флюидалность тонкую слоистость осадочных пород или гнейсовидность — метаморфических: флюидалность отличается крайней невыдержанностью, отдельные

Эффузивные породы. Структуры порфировые и афировые		Жильные породы	Главные и второстепенные минералы (в скобках); последние могут быть и главными	
кайнотипные	палеотипные			
Липариты (риолиты), пемзы, стекла (обсидиан)	Кварцевые порфиры	Жильные граниты, аплиты, пегматиты, гранит-порфиры; лампрофиры, диорит-порфириты, габбро-диабазы; кварц	Кварц, калиевый полевой шпат и кислый плагиоклаз (слюды, амфиболы)	
Андезиты, пемзы, стекла (обсидиан)	Андезитовые порфириты		Средний плагиоклаз, роговая обманка (кварц, калиевый полевой шпат, слюды)	
Трахиты, стекла (обсидиан)	Ортофиры		Калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз, слюды, амфиболы (плагиоклазы, кварц)	
Крайне редки		Щелочные жильные породы	Калиевый полевой шпат, нефелин, лейцит, кислый плагиоклаз, слюды, щелочные амфиболы и пироксены	
Фонолиты	Фонолитовые и лейцитовые порфиры			
Базальты, стекла	Базальтовые порфириты, диабазы	Крайне редки	Основной плагиоклаз, пироксены (слюды, амфиболы, оливины, магнетит)	
Крайне редки			Оливин	(основной плагиоклаз, магнетит)
Пикриты	Пикритовые порфириты		Оливин и пироксен	
		Пироксены		

«слои» здесь на небольшом расстоянии резко меняются по толщине, прерываются, изгибаются в различные складки.

3. Структура. Наиболее распространена для эффузивных пород порфировая структура (рис. 22, а, б), когда в очень мелкозернистой или скрытокристаллической (афанитовой) основной массе располагаются отдельные крупные кристаллы — вкрапленники, и афировая, когда порода сложена только основной массой без вкрапленников.

4. Минеральный состав вкрапленников, если они есть в породе.

5. Характер распределения и количественные соотношения вкрапленников друг с другом и с основной массой в объемных про-

6. Описание минералов-вкрапленников. Описанию подлежат размеры вкрапленников, форма зерен и диагностические признаки минералов. Форма зерен вкрапленников может быть идиоморфной, с хорошей кристаллической огранкой, ксеноморфной, когда минералы утратили собственные кристаллические очертания, и скелетной, если границы зерен оказываются как бы изъеденными основной массой. Скелетные формы хорошо видны только у крупных вкрапленников; в большинстве же случаев без микроскопа такие формы не распознаются.

7. Основная масса. При макроскопическом описании обычно обращают внимание на цвет основной массы — зеленые оттенки могут указывать на интенсивные вторичные изменения и принадлежность породы к палеотипным (древним) разновидностям. Наличие стекла в основной массе, наоборот, свидетельствует о кайнотипном (молодом) облике породы. Если нельзя уверенно отнести породу к палеотипной или кайнотипной, что бывает очень часто при макроскопических исследованиях, ее следует определять как кайнотипную.

ОПИСАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Магматических пород насчитывается более тысячи, но лишь немногие из них распространены в земной коре достаточно широко. Ниже приводится краткое описание наиболее часто встречающихся разновидностей (табл. 4). Для того чтобы использовать эту таблицу при определении названия магматической породы, следует ориентироваться на их главные отличительные признаки.

Это прежде всего текстура и структура породы. Эти признаки дают возможность решить вопрос о принадлежности породы к интрузивным или эффузивным (жильным) образованиям. Отнесение породы к жильной возможно лишь в редких случаях; большинство же жильных пород макроскопически неотличимы от эффузивных и некоторых интрузивных пород.

Для определения минерального состава главными являются цветное число, количество кварца, калиевого полевого шпата и фельдшпатоидов. Цветное число, так же как и количество кварца, достаточно надежно определяет принадлежность породы к той или иной группе по содержанию кремнезема. Следует помнить, что кислые породы лейкократовые, с большим количеством кварца; у средних пород преобладает серая окраска (среднее цветное число 20), кварца мало или нет совсем; основные и ультраосновные породы, как правило, не содержат кварца, цветное число основных пород достаточно велико, и для них свойственна окраска с преобладанием темно-серых тонов (лабрадор, полевой шпат основных пород окрашен в темно-серый цвет), а ультраосновные породы обычно окрашены в цвета, близкие к черным или темно-зеленым, и практически не содержат светлоокрашенных минералов. Средние породы щелочного ряда распознаются по большому количеству калиевого полевого шпата, а средние щелочные породы — по присутствию, кроме того, фельдшпатоидов.

КИСЛЫЕ ПОРОДЫ

Кислые интрузивные породы нормального ряда представлены **гранитами**. Называют их обычно по преобладающему темноцветному минералу — **биотитовые, роговообманковые, пироксеновые** и др. Разновидностью биотито-роговообманковых гранитов являются **рапакиви**, в которых крупные кристаллы микроклина образуют округлые фенокристаллы («овоиды»), окруженные оболочкой зеленого олигоклаза. Интересную разновидность пироксеновых гранитов представляют **чарнокиты** — гиперстено-биотитовые граниты¹. К гранитам щелочного ряда относятся **аляскинты** с очень небольшим цветным числом, состоящие главным образом из калиевого полевого шпата. С гранитами тесно связаны гранодиориты, содержащие, по сравнению с гранитами, меньше кварца и значительно меньше калиевого полевого шпата. Наиболее распространенными разновидностями гранодиоритов являются **плаггиограниты** (если принять количество полевых шпатов в породе за 100%, то для плаггиогранитов количество калиевого полевого шпата не будет превышать 10%), собственно **гранодиориты** (количество калиевого полевого шпата 10—30%) и **адамеллиты** (гранодиориты щелочного ряда с количеством калиевого полевого шпата до 60%). Граниты и гранодиориты, а иногда и диориты часто объединяют в группу гранитоидов.

Эффузивные породы кислого состава представлены **липаритами** (риолитами) и их палеотипными разновидностями — **кварцевыми порфирами** (порфирами принято называть породы, где во вкрапленниках преобладают калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз и кварц). Структура этих пород, как правило, порфировая, вкрапленники представлены кварцем (обязательно), калиевым полевым шпатом и кислым плагиоклазом. Вкрапленники кислых эффузивов обычно отличаются четким идиоморфизмом граней и часто образуют скелетные формы. В основной массе кислых эффузивов кайнотипного облика нередко бывает стекло; калиевый полевой шпат вкрапленников представлен водяно-прозрачной разновидностью — санидином. Стекло палеотипных эффузивов полностью раскристаллизовано в мелкозернистый агрегат, калиевый полевой шпат представлен ортоклазом или микроклином. Визуальное определение степени вторичных изменений кислых эффузивов затруднено, поэтому, невозможно в первом приближении (учитывая редкость липаритов) все кислые излившиеся породы относить к кварцевым порфирам.

Стекла кислого состава (**обсидиан**) похожи на обычное стекло, окрашенное в различные, часто очень темные, до черного, цвета; к стеклам относятся **пехштейн**, имеющий жирный смоляной блеск, и **пемза**, легкая, очень пористая порода.

Жильные породы, генетически связанные с гранитоидами, представлены **жильными гранитами, аплитами, пегматитами, гранит-порфирами**, а также **лампрофирами, диорит-порфирами** (порфи-

¹ Гиперстен — минерал из группы пироксенов.

ритами называют породы, содержащие во вкрапленниках плагиоклаз, роговую обманку и пироксен), **габбро-диабазы** и **жильным кварцем**. Пегматиты состоят главным образом из кварца и калиевого полевого шпата с размерами кристаллов этих минералов от миллиметров до 10 м и более. Для пегматитов характерны графические (пегматитовые) структуры. Жильные граниты от обычных отличаются лишь условиями залегания. Аплиты — мелкозернистые, равномернозернистые светлые породы, практически лишенные темноцветных минералов. Гранит-порфиры неотличимы от кварцевых порфиров, но залегают в виде жил. Лампрофиры — меланократовые жильные породы среднего состава; диорит-порфириты и габбро-диабазы по всем макроскопическим признакам сходны с эффузивами среднего и основного состава, распознать их можно только в полевых условиях. Жильный кварц обычно белый или светлоокрашенный, плотный, сливной или сахаровидный.

СРЕДНИЕ ПОРОДЫ

Средние интрузивные породы нормального ряда — **диориты** в чистом виде встречаются сравнительно редко. От гранитов они отличаются отсутствием калиевого полевого шпата (если он есть, то не более 5%) и большим цветным числом, достигающим 20. Кварцевые диориты, содержащие более 5% кварца, представляют собой породы, переходные от диоритов к гранодиоритам.

Средние эффузивные породы нормального ряда — **андезиты** и **андезитовые порфириты**, представлены породами с порфировой структурой, содержащими во вкрапленниках идиоморфные зерна плагиоклаза и темноцветных минералов; косвенным признаком для отнесения породы к андезитовым порфиритам может служить зеленый оттенок основной массы.

Средние интрузивные породы щелочного ряда — **сиениты** содержат большое количество калиевого полевого шпата и практически лишены кварца, в отличие от гранитов, где кварца всегда много. Средние эффузивные породы щелочного ряда, к которым относятся **трахиты** и **ортофиры**, представляют лейкократовые породы с порфировой или афировой структурой, состоящие почти нацело из калиевого полевого шпата (в трахитах — санидин).

Стекла среднего состава аналогичны стеклам кислого состава; жильные породы, связанные со средними магматическими породами, мало чем отличаются от жильных пород, связанных с гранитоидами.

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Щелочные интрузивные породы представлены **нефелиновыми сиенитами** — породами, внешне похожими на средние, но содержащими нефелин. Нефелин можно легко спутать с кварцем, поэтому следует помнить, что кварц с нефелином никогда не встречаются. Эффузивные щелочные породы встречаются очень редко; жильные щелочные породы тоже редки и имеют специфический щелочной состав.

ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

Основные интрузивные породы представлены **габбро**. Это темные, обычно крупнокристаллические породы, содержащие сравнительно темный средний или чаще основной плагиоклаз. Очень красивой разновидностью основных интрузивных пород является **лабрадорит**, почти не содержащий темноцветных минералов. Крупные, темно-серые кристаллы лабрадора при определенных поворотах к свету начинают **призирать** — светиться чистым синим цветом.

Эффузивные породы основного состава распространены в земной коре очень широко. **Базальты** (несколько более темные породы, чем андезиты) — породы с четко выраженной порфировой структурой; **вкрапленники базальтов** на почти черном фоне основной массы выделяются очень резко, будучи представлены плагиоклазом (и калиевым полевым шпатом в базальтах щелочного ряда) и темноцветными минералами. **Долериты** представляют собой базальты с долеритовой структурой, для которой характерны относительно крупные вытянутые таблички (лейсты) плагиоклаза в основной массе. Палеотипные разности базальтов, так же как и андезитов, отличаются зеленым оттенком. Если в таких породах есть вкрапленники, то это будут **базальтовые порфириты**; аналогичные породы без вкрапленников (с очень мелкозернистым, скрытокристаллическим строением) называются **диабазами**.

Стекла основного состава похожи на стекла более кислых лав, но, как правило, они окрашены в значительно более темные цвета. Жильные породы, связанные с основными магматическими породами, малочисленны и представлены главным образом **диорит-порфиритами** и **габбро-диабазами**.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ (ГИПЕРБАЗИТЫ)

Ультраосновные магматические породы практически не содержат полевых шпатов и состоят почти нацело из пироксенов, оливина и магнетита. Главными представителями ультраосновных интрузивных пород являются: **дуниты** — массивные темно-зеленые породы, состоящие из оливина; **перидотиты** — более темные породы, где наряду с оливином содержится и пироксен; **пироксениты** — темно-серые, почти черные, часто мелкозернистые тяжелые породы, состоящие главным образом из пироксена. Для минералов ультраосновных пород, особенно для оливина, характерна серпентинизация («зеленокаменное перерождение») с замещением, частично или полностью, оливина и реже других минералов серпентином и хлоритом либо в процессе диагенеза, либо при метаморфизме. Разнообразием перидотитов являются **кимберлиты** (в трубках взрыва). Излившиеся аналоги ультраосновных пород крайне редки, так же как и жильные породы, связанные с гипербазитами.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ПО ТАБЛ. 4

В качестве примера рассмотрим определение образца серой породы, с крупными светлыми коричнево-желтыми пятнами. В породе ясно различимы кристаллические зерна, в среднем до 3 мм в поперечнике, и более крупные, до 1,5 см

в длину. Из этих данных следует, что структура породы полнокристаллическая, среднезернистая, порфиroidная, текстура массивная, и порода является интрузивной (если бы кристаллических зерен не было видно, а структура определялась порфиroidной или афиroidной, тогда породу следовало бы отнести к эффузивной или жильной). Серый цвет обусловлен развитием серых зерен плагноклаза и кварца, составляющих примерно до 30% объема породы. Крупные светлые коричнево-желтые зерна, количество которых также достаточно велико (около 30%), представлены калиевым полевым шпатом. В породе присутствует немного мелких чешуйчатых зерен черного биотита и грубо изометричных очень мелких зерен магнетита; их количество определяет цветное число породы около 5. Наличие кварца дает возможность отнести породу к кислой или в крайнем случае средней по содержанию кремнезема. Так как количество кварца велико и в породе содержится калиевый полевой шпат, она попадает в группу кислых и однозначно определяется как биотитовый гранит. Другой пример: темно-серая с зеленым оттенком однородная без видимой общей зернистости порода, с отдельными вкраплениями крупных темно-серых и черных кристаллических зерен. Структура ее определяется как порфиroidная, текстура — массивная; на этом основании порода может быть отнесена к эффузивной (или жильной). Отсутствие кварца и калиевого полевого шпата во вкраплениях исключает кислый состав породы. Она может быть средней (не щелочной, так как не содержит калиевого полевого шпата!) или основной. Большое цветное число (во вкраплениях пироксен составляет около 20% объема породы, и, кроме того, он, несомненно, содержится в темноокрашенной основной массе) и темно-серый, видимо, основной плагноклаз вкрапленников определяют породу как основную. Таким образом, учитывая зеленый оттенок основной массы (признак образования вторичных минералов), породе следует назвать базальтовым порфиритом.

Рассмотренные примеры показывают, что при внимательном подходе к изучению главных макроскопических признаков пород (структура, текстура, цветное число, наличие или отсутствие кварца и калиевого полевого шпата и др.) и использовании табл. 4, в подавляющем большинстве случаев определение магматических пород не вызовет серьезных затруднений и исключит серьезные ошибки.

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

При извержениях вулканов в атмосферу выбрасывается огромное количество раскаленных обломков вулканического стекла, кристаллов различных минералов, твердеющей лавы. Падая на землю, эти обломки засыпают большие площади, часто смешиваются с осадочными породами речного и морского генезиса и, в конце концов, образуют специфическую группу пирокластических (буквально огненно-обломочных) пород. Наиболее распространенными рыхлыми породами этой группы являются **вулканический пепел**, состоящий из обломков размером до 1 мм, **вулканический песок** (1—2 мм), **вулканический гравий** (2—10 мм), **лапилли** (веретенообразные обломки застывшей в полете лавы 10—30 мм в длину) и **вулканические бомбы** (обломки и куски застывшей, часто в полете, лавы до нескольких метров в поперечнике). Нередко такие рыхлые отложения претерпевают диагенез и становятся плотными породами магматического генезиса, но в сущности, остаются осадочными образованиями. К ним относятся **туфы** (чаще всего пепловые), **туфопесчаники** — туфы с примесью того или иного количества песка, **туфоконгломераты** — туфы с примесью окатанных обломков горных пород, **туфобрекчии**, для которых характерны крупные угловатые обломки вулканогенного материала в туфовом цементе (табл. 5). В отличие от туфов породы, обладающие ясной слоистостью и состоящие из пеплового и более крупного обломочного материала со зна-

Таблица 5

Вулканогенные (пирокластические) горные породы

Размеры обломков вулканогенных пород в мм	Рыхлые продукты	Твердые продукты	
		без примесей осадочного материала	с примесью осадочного материала
До 1	Вулканические	Т у ф ы: пепловые, песчаные, гравийные, лапиллиевые	Т у ф ф и т ы:
1—2			туфопесчаники, туфоконгломераты
2—10			
10—30			
Более 30			Вулканические (туфо) брекчии

чительным содержанием нормального осадочного материала, отложившегося в водной среде, называются **туффитами**. Нередко цементом пирокластическому материалу могут служить не только образования осадочного происхождения, но и сама лава. При движении лавовых потоков верхняя, уже успевшая застыть тонкая корка взламывается; обломки этой корки цементируются той же лавой, и после застывания возникают различные **лавобрекчии** (иногда их называют агломератовыми лавами). При изучении пирокластических пород надо иметь в виду, что их определение возможно лишь тогда, когда однозначно определяется вулканический генезис обломков. Во всех же сомнительных случаях породы лучше определять как обычные осадочные.

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Интрузивные горные породы формируются в недрах земли и обнажаются на дневной поверхности только на участках глубокого эрозионного среза.

Выделяются следующие формы залегания интрузивных горных пород: **секущие** (интрузивные тела проплавливают и механически прорывают вмещающие породы) и **согласные** (интрузивные тела залегают согласно с вмещающими породами). Основными секущими формами залегания интрузивных тел являются **батолиты, гарполиты, штоки, магматические диапиры и дайки** (рис. 23). К основным формам залегания согласных интрузивных тел относятся **лакколиты, лополиты** (рис. 23, III), **факолиты** и **интрузивные залежи** (силлы) (рис. 24, I, II)¹.

Интрузивные глубинные породы обычно образуют в земной коре батолиты, гарполиты, лополиты, купола и крупные штоки. **Полуглубинные** интрузивные горные породы образуют в большинстве

¹ Подробно о формах интрузивных массивов говорится в лекциях по общей геологии.

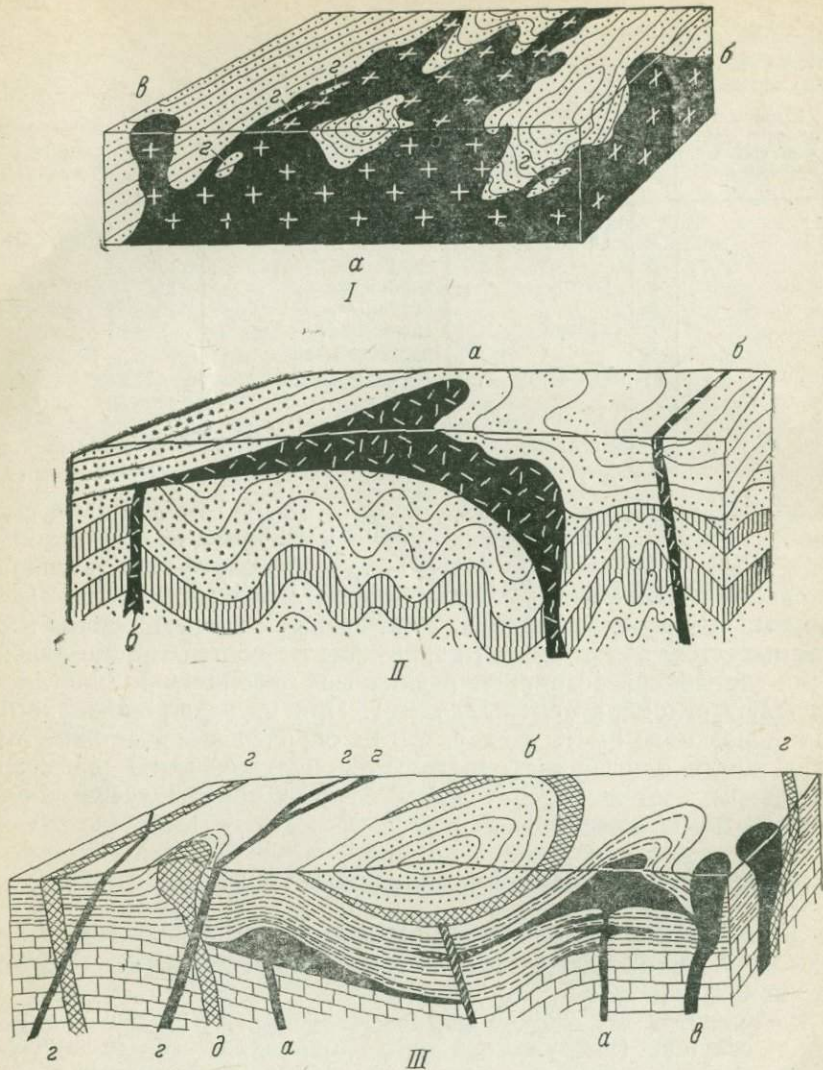


Рис. 23. Формы залегания интрузивных горных пород:

I — батолит (*а*); купол (*б*), шток (*в*) и ксенолиты (*г*) на эродированной поверхности и в разрезе; *II* — гарполит (*а*) и дайки (*б*) на эродированной поверхности и в разрезе; *III* — лакколиты (*а*), лополит (*б*), штоки (*в*), дайки (*г*) и магматический диапир (*д*) на эродированной поверхности и в разрезе

случаев штоки и дайки (секущие тела) и лакколиты, лополиты, факолиты и силлы, имеющие согласные формы.

Эффузивные горные породы формируются на земной поверхности и сразу же подвергаются интенсивному разрушению. В связи с этим из многочисленных первоначальных форм чаще всего сохраняются только **покровы, потоки и некки** (жерловины) (рис. 25).

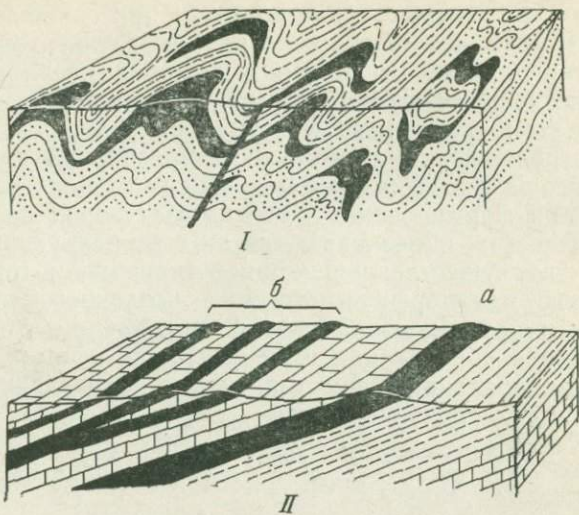


Рис. 24. Формы залегания интрузивных пород:

I — факолиты на эродированной поверхности и в разрезе; *II* — простые (*a*), сложные (*б*) интрузивные залежи (силлы) на эродированной поверхности и в разрезе

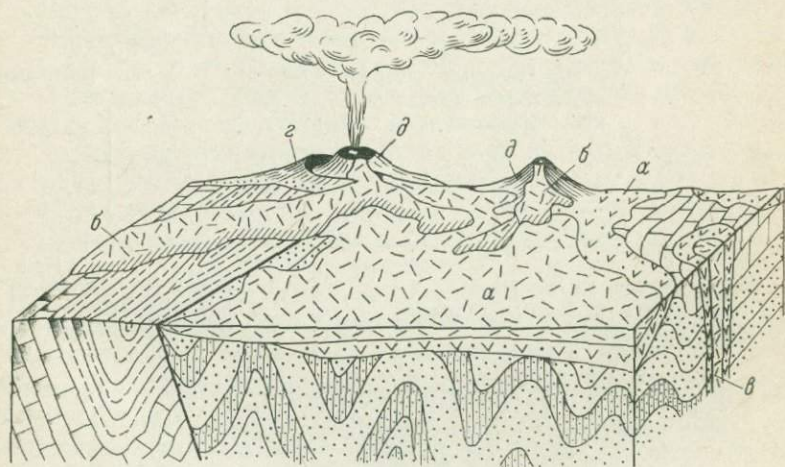
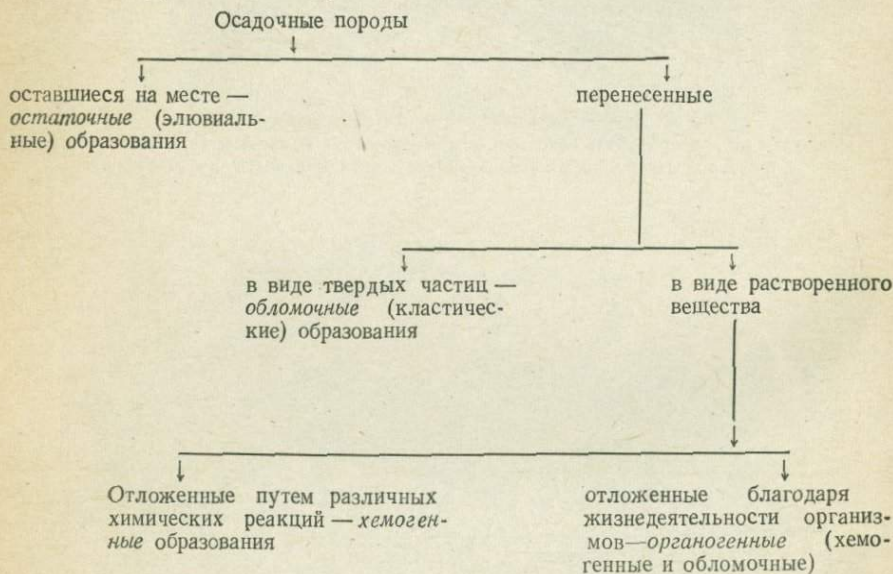


Рис. 25. Формы залегания эффузивных пород (в возрастной последовательности): Покровы (*a*), потоки (*б*), некки (*в*), сомма (*г*) и конусы (*д*) на поверхности и в разрезе: жирная линия — разлом в складках

Пирокластические вулканогенные горные породы имеют преимущественно такие же первичные формы залегания, как и осадочные: слои, пласты, линзы, чехлы и др.

ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Осадочные горные породы — это породы, образовавшиеся на поверхности Земли (в экзогенных условиях) в результате накопления различных минеральных веществ на дне морей, океанов, в озерах, реках, болотах и на суше. В группу осадочных горных пород условно включены и остаточные (элювиальные) породы, возникшие в результате разложения материнских образований при выветривании и выносе из них химически подвижных элементов. Исходным материалом при формировании описываемых пород являются минеральные вещества, образовавшиеся за счет разрушения (выветривания) других, существовавших ранее минералов и горных пород магматического, метаморфического или осадочного происхождения. Осадочные породы, понимаемые в широком смысле, в зависимости от условий образования и от факторов, способствовавших накоплению минерального вещества, можно подразделить на генетические группы по следующей схеме:



Выделенные группы являются крайними типами, связанными между собой различными переходными звеньями. Приведенная схема наглядно показывает, что наиболее существенное значение для генетической классификации осадочных пород имеет способ их образования.

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРИЗНАКИ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

При изучении осадочных пород, так же как и магматических, различают их **структуру**, под которой понимают в данном случае свойство, обусловленное формой и размером слагающих породу частиц, и **текстуру**, обусловленную происхождением породы и особенностями

ми расположения ее частиц и внешним (макроскопическим) видом породы.

СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА

По величине обломков среди осадочных пород выделяют следующие основные группы, которые далее подразделяются на: грубообломочные (псефитовые) с частицами более 2 мм в поперечнике; песчаные (псаммитовые) с частицами от 2 до 0,1 мм; пылеватые (алевритовые) с частицами от 0,1 до 0,01 мм; глинистые (пелитовые) с частицами менее 0,01 мм.

По форме обломков различают породы, в которых частицы могут быть: угловатыми (неокатанными); округло-угловатыми (полуокатанными), округло-полированными (окатанными). По величине зерен среди песчаных пород выделяют: грубозернистые (2—1 мм), крупнозернистые (1—0,5 мм), среднезернистые (от 0,5 до 0,25 мм), мелкозернистые (от 0,25 до 0,1 мм). Для пород химического и органогенного происхождения структуры различают по тем же признакам (размерам кристаллов или зерен), а также по составу органических остатков, слагающих породу.

В зависимости от соотношения зерен по размеру выделяют структуры: равно- и разнозернистые; оолитовые, в которых зерна имеют форму округлых стяжений различного размера (величиной до 1—2 мм); листоватые, при которых породы имеют листовато-слоистое сложение; игольчатые и волокнистые, зависящие от формы и величины слагающих их минералов; брекчиевидные, при которых порода состоит из крепко спаянных между собой остроугольных обломков.

По характеру взаимного расположения частиц в осадочных породах выделяются следующие текстуры: беспорядочная, при которой слагающий породу материал расположен хаотично; эта текстура характерна для морены, брекчии, грубообломочного конгломерата и т. п.; слоистая (описание см. ниже); листоватая, при которой порода разделяется на тончайшие пропластки в связи с частой сменой зерен различного размера по слоистости; черепитчатая — разновидность листоватой, характер зерен изменяется таким образом, что они легко разделяются на тонкие, мелкие таблички, частично черепитчато перекрывающие друг друга; полосчатая, при которой поверхности слоистости почти параллельно или волнообразно изгибаются и выклиниваются.

Нередко слоистость и другие особенности строения осадочных пород хорошо выявляются не в отдельных кусках, а в пластах или целых толщах пород.

Слоистость. Осадочные породы представляют собой слоистое образование, которое формируется в морских и пресных водоемах или на поверхности суши. Накапливающийся при этом материал изменяется в вертикальном разрезе как по минеральному составу, что влечет за собой изменение окраски породы, так и по величине

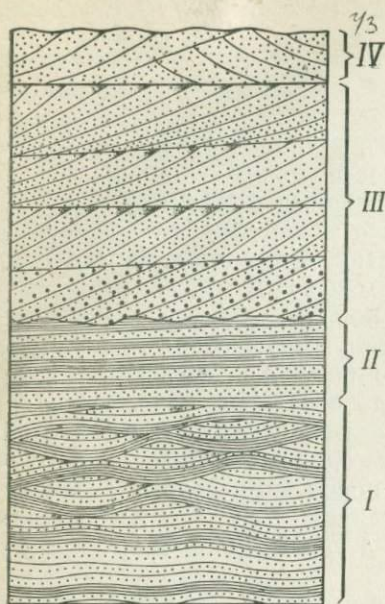
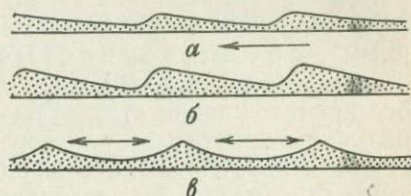


Рис. 26. Типы слоистости осадочных пород:

I — волнистая (вверху линзовидная); II — горизонтальная (параллельная); III — косяя; IV — диагональная

Рис. 27. Схематическое изображение различных типов ряби. По М. С. Швецову:

а — эоловая (ветровая) рябь; б — рябь течения; в — рябь волнений



зерен. Отметим лишь основные разновидности слоистости. Если накопление осадков происходит в спокойной обстановке, образуется параллельная, или горизонтальная слоистость (рис. 26, II). Если же отложение осадков происходит в обстановке воздушных или водных течений, то образуется косяя или перекрестная волнистая слоистость (рис. 26, I, III). Диагональная слоистость представляет собой слойки с противоположным направлением их наклона (рис. 26, IV).

Ископаемая рябь. В связи с деятельностью ветра и воды осадки, накапливающиеся на поверхности суши или в мелководных бассейнах, кроме косяей слоистости, несут на себе характерные следы волноприбойной ряби и ряби течения (рис. 27).

Трещины усыхания. Иногда на поверхности глинистых слоев наблюдаются возникшие при высыхании влажных илов глубокие трещины, обычно заполненные песком или алевритом, и хорошо заметные в ископаемом состоянии.

Отпечатки. Поверхность отложений песка или ила, перекрытая последующими осадками, иногда сохраняет следы выпавшего в свое время дождя или града в виде округлых углублений, часто окруженных приподнятым крутым краем. Сохраняются также следы ползающих животных (моллюсков или червей), представляющие собой отпечатки конечностей или бороздки. Изредка сохраняются пустоты от растворившихся кристаллов каменной соли (галита) и других минералов, хорошо передающие форму кристалла.

Цемент. В осадочных породах цементом называется масса тонкозернистого или аморфного материала, скрепляющая отдельные

более крупные зерна. Следует указать лишь на две основные группы цемента: цемент, образовавшийся одновременно с отложением осадка, и цемент, возникший после образования осадка в результате осаждения солей из циркулирующих в породе растворов. По составу цемент бывает самый различный: глинистый, алевритовый, песчаный, известковый, железистый, кремнистый и т. п. Многие породы получают название согласно составу их цемента (например, железистый песчаник). От характера цемента зависит прочность (твердость) осадочных пород.

Пористость. Пористость в осадочных породах имеет очень важное прикладное значение (в нефтяной геологии, гидрогеологии и инженерной геологии) и является одним из основных внешних признаков. Пористость зависит от комплекса самых разнообразных факторов, среди которых существенное значение имеют: величина составляющих породу зерен, количество и плотность цемента и выщелачивание отдельных участков и составных частиц породы. По степени пористости можно выделить следующие породы: плотные, в которых пористость незаметна на глаз; мелкопористые, в которых можно различить мелкие частые поры; крупнопористые, где величина пор колеблется от 0,5 до 2,5 мм; кавернозные (нередки среди известняков и доломитов), где крупные поры представляют собой сложные пустоты — каверны, возникшие на месте выщелоченных раковин и других органических остатков, а также отдельных участков породы. От пористости в сильной степени зависит объемный вес, т. е. вес единицы объема породы с ненарушенной структурой.

ОКРАСКА

Осадочные породы имеют самую разнообразную окраску и оттенки от снежно-белого до черного. При этом иногда окраска является признаком, характерным для определения этих пород, и зависит: 1) от окраски минералов, слагающих породу, 2) от окраски рассеянной в породе примеси и цемента и 3) от цвета тончайшей корочки, часто обволакивающей зерна составляющих породу минералов. Белый и светло-серый цвета обычно обусловлены окраской главных минералов осадочных пород (кварца, каолинита, кальцита, доломита и др.) и свидетельствуют до некоторой степени о чистоте породы. Темно-серый и черный цвета чаще всего появляются в результате примеси красящего углистого вещества и реже солей марганца и сернистого железа. Красный и розовый цвета связаны с примесью в породе окислов железа. Часто эти цвета свидетельствуют о формировании осадков в условиях жаркого климата. Зеленый цвет зависит от примеси закисного железа и присутствия соответственно окрашенных минералов, чаще всего глауконита, но иногда хлорита и малахита. Желтый и бурый цвета связаны с присутствием в породе лимонита.

Определять цвет пород нужно при дневном свете — искусственный свет, так же как и влажность породы, изменяет оттенки. Ча-

Таблица 6

Классификация обломочных пород (по Л. Б. Рухину, с упрощениями)

Группы горных пород	Размеры обломков, мм		Рыхлые породы		Сцементированные породы	
			с окатанными обломками	с неокатанными обломками	с окатанными обломками	с неокатанными обломками
Грубообломочные породы (псефиты)	Крупные	200	Валуны	Глыбы	Валунные конгломераты	Глыбовые брекчии
	Средние	200—10	Галечники	Щебень	Конгломераты	Брекчии
	Мелкие	10—2	Гравий	Дресва	Гравийные конгломераты	
Песчаные породы (псаммиты)	Грубые	2—1	Пески грубозернистые		Песчаники грубозернистые	
	Крупные	1—0,5	Пески крупнозернистые		Песчаники крупнозернистые	
	Средние	0,5—0,25	Пески среднезернистые		Песчаники среднезернистые	
	Мелкие	0,25—0,1	Пески мелкозернистые		Песчаники мелкозернистые	
Алевритовые породы (аледриты)	0,1—0,01		Аледриты		Аледролиты	
Глинистые породы (пелиты)	<0,01		Глины (физические)		Аргиллиты	

сто порода, в сухом виде обладающая пепельно-розовым цветом, во влажном состоянии неожиданно оказывается ярко-красной; зеленовато-серый цвет превращается в этих условиях в яркий изумрудно-зеленый. Поэтому следует всегда точно указывать состояние влажности описываемой породы или описывать цвет породы как во влажном, так и в сухом состоянии.

Нередко для уточнения окраски породы приходится прибегать к добавочным определениям: зеленовато-серый, лимонно-желтый, коричневатобурый, кирпично-красный и т. п. При этом основной цвет надо ставить на второе место. Например, «зеленовато-серая глина» значит «глина серого цвета с зеленоватым оттенком». Решительно следует избегать тройных обозначений (например, синевато-зеленовато-серый), которые не дают ясного представления о цвете.

При описании породы приходится встречаться не только со сложными оттенками, но и с прихотливым распределением окраски в породе. Например, на фоне основного цвета выступают тонкие прослой или пятна иного цвета или оттенка (более темного или более светлого), иногда же появляются разводы, подчас сложного рисунка. Лучше всего это удастся подметить во влажной породе.

УДЕЛЬНЫЙ ВЕС

Большое значение имеет установление удельного веса осадочных пород, которое проводится в лаборатории, но в некоторых случаях может быть сделано и в полевых условиях. Например, часто бывает трудно отличить гипс от ангидрита по внешнему виду, а разницу между ними в удельном весе (соответственно 2,4 и 2,9) легко обнаружить сравнительным взвешиванием на руке обломков одинакового размера.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

ОБЛОМОЧНЫЕ (КЛАСТИЧЕСКИЕ) ПОРОДЫ

Классификация осадочных обломочных пород основана на величине и форме обломков (грубообломочные, песчаные, алевритистые) и степени их сцементированности (рыхлые и сцементированные). Определяя внешний вид горных пород, эти признаки одновременно отражают и их происхождение (табл. 6).

ГРУБООБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ (ПСЕФИТЫ)

По форме и величине обломки подразделяются на **окатанные** и **неокатанные**, **крупные**, **средние** и **мелкие**. К окатанным относятся обломки, имеющие хорошо округленные, часто даже совсем сглаженные ребра. Неокатанные обломки всегда остроугольны и не несут следов обработки. Окатанность материала указывает на достаточно длительное время и длинный путь переноса обломков от места разрушения до места накопления; неокатанность же, наоборот, — на кратковременность и незначительное расстояние переноса. Все окатанные псефиты, скрепленные цементом, независимо от состава галек и цемента называются **конгломератами** (рис. 28, а), а сцементированные псефиты, состоящие из неокатанных обломков, — **брекчиями** (рис. 28, б).

Следует указать, что если конгломераты являются породой осадочной, то среди брекчий выделяют несколько типов различного происхождения. К осадочным относятся брекчии, в которых остроугольные обломки разного состава сцементированы, так же как и конгломераты, однородным цементом. Брекчии, в которых обломки разной величины обычно имеют однородный состав с цементом, являясь результатом оползневых процессов. **Тектонические же брекчии** состоят из обломков разного состава и скреплены неоднородным в разных частях породы цементом. Обломки таких брекчий

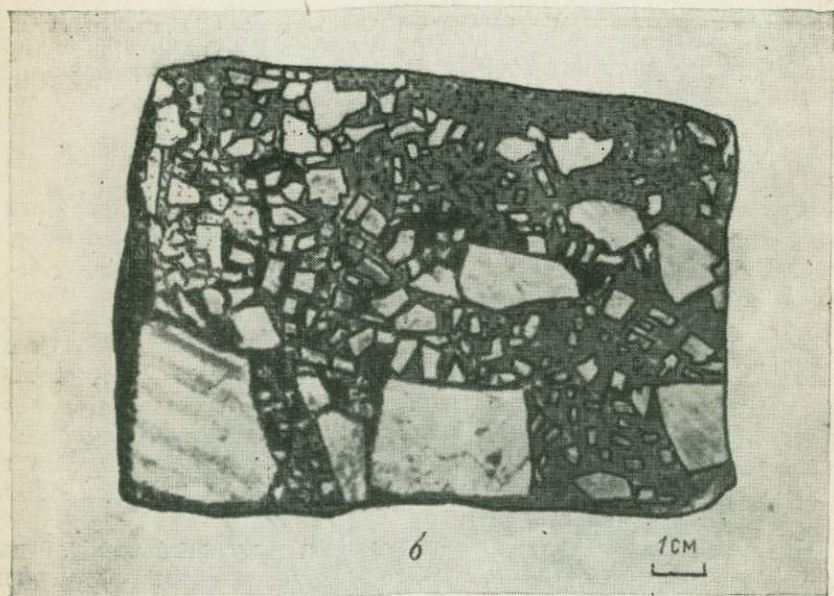
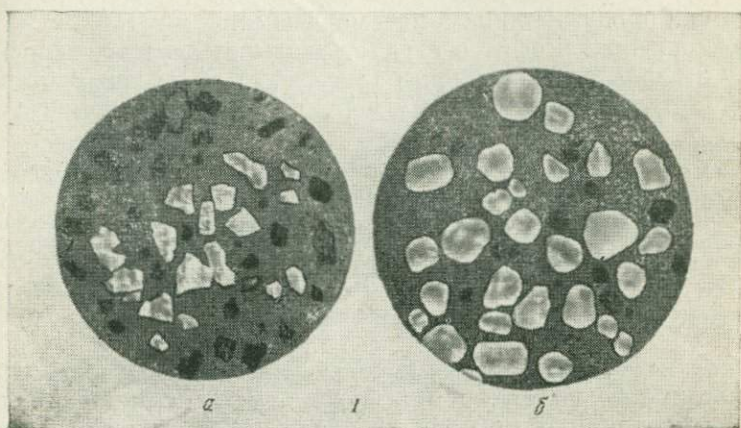
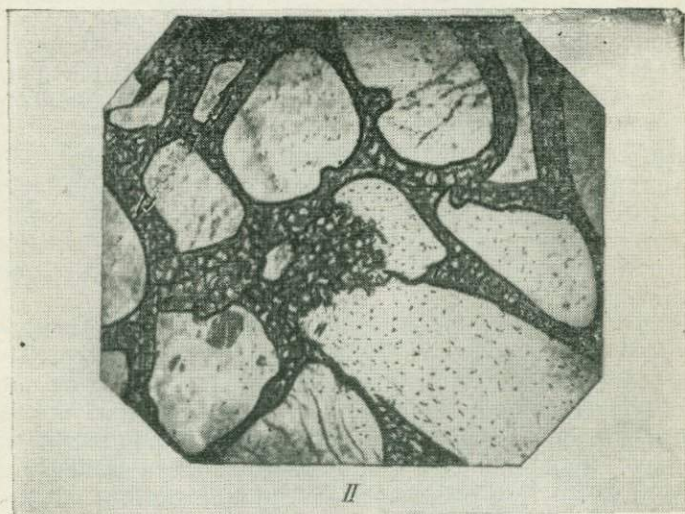


Рис. 28. Грубообломочные породы:
a — конгломерат; *б* — брекчия



1



II

Рис. 29. Формы зерен в породе:

1 — формы кварцевых и рудных песчинок в тонкозернистом песке: а — неокатанные, б — окатанные, х2; II — соотношение зерен (на рисунке — светлые участки) и цемента в песчанике, х20.

несут следы давления и разбиты трещинами; как на обломках, так и в цементе часто встречаются гладкие плоскости (зеркала) скольжения. Тектонические брекчии возникают в результате раздробления пород в зонах тектонических нарушений и обычно рассматриваются как продукты динамометаморфизма.

При описании псефитов следует указывать состав, окраску, величину и характер окатанности (рис. 29, I) обломков, состав и окраску цемента и соотношение в породе обломков и цемента (рис. 29, II).

Пример описания конгломерата: конгломерат гравийный, сложенный зернами гравия и мелкой галькой серого песчаника и реже серого кремня, по форме галька округло-уплощенная. Цемент бурый, железисто-песчанистый, среднезернистый, заполняет участки между тесно прилегающими друг к другу гравием и мелкой галькой.

ПЕСЧАНЫЕ ПОРОДЫ (ПСАММИТЫ)

В группу псаммитов входят породы, величина составляющих частиц которых колеблется от 0,1 до 2 мм. В зависимости от степени уплотнения и цементации они разделяются на рыхлые — **пески** и сцементированные — **песчаники** (см. табл. 6).

По величине зерна пески и песчаники подразделяются на **грубозернистые** (переход к гравию) от 2 до 1 мм; крупнозернистые от 1 до 0,5 мм; **среднезернистые** от 0,5 до 0,25 мм; мелкозернистые от 0,25 до 0,1 мм.

При описании псаммитов, так же как и псефитов, следует подробно указывать величину и характер окатанности зерен, минеральный состав и окраску, а в случае, если ясно различим цемент, то состав и окраску последнего.

Псаммиты могут состоять главным образом из зерен одного минерала (например, кварца, глауконита — кварцевый, глауконитовый песок или песчаник); такие псаммиты называют **олигомиктовыми**. Псаммиты же, состоящие из обломков различных минералов (кварца, полевого шпата, слюды, глауконита и т. д.), называют **полимиктовыми**.

Карбонатность псаммитов устанавливается при смачивании породы 5—10%-ным раствором HCl. В случае даже небольшого количества извести на поверхности псаммитовых пород от капли HCl будет наблюдаться вскипание. Для цементированных пород можно отметить характер и состав цемента, степень прочности, плотность и пористость, однородность или неоднородность цемента, степень окатанности зерен (см. рис. 29) и другие признаки.

По относительной величине зерен псаммиты разделяются на **равномернозернистые** (сортированные) и **разнозернистые** (несортированные).

По минеральному составу выделяются следующие группы псаммитовых пород.

1. **Кварцевые пески и песчаники**; главный компонент — кварц, в виде примеси встречаются полевые шпаты, слюда, глауконит и др.; цемент разнообразный — кремнистый, глинистый, известкови-

стый, глинисто-известковый, железистый, фосфоритовый и др. (по характеру цемента эти песчаники называют кремнистыми, железистыми, известковыми и т. д.).

2. **Магнетитовые и гранатовые пески;** в этих песках преобладают зерна указанных в названии минералов; встречаются редко.

3. **Кварцево-глауконитовые пески и песчаники;** главные составные части — кварцевые зерна (40—20%), зерна глауконита (60—80% и более), небольшая примесь слюды и отдельные зерна других минералов; в зависимости от количества глауконита и интенсивности его собственного цвета пески имеют более или менее яркую зеленую окраску, а при выветривании, сопровождающемся разложением глауконита, переходят в ржаво-бурые железистые пески.

4. **Железистые пески и песчаники;** пески состоят из кварца, зерна которого покрыты корочками бурого железистого минерала — гетита и гидрогетита, причем песчаники сцементированы этим железистым минералом; окраска от лилово-бурой до ржаво-оранжевой.

5. **Аркозовые пески и песчаники;** главные компоненты — кварц, полевые шпаты и темный минерал (роговая обманка, биотит и пироксен), образующиеся за счет разрушения гранитов и близких к ним пород; состав цемента самый разнообразный.

6. **Граувакки;** темноокрашенные, зелено-бурые и зелено-серые обломочные породы, обычно плотно сцементированные; состоят из зерен различных минералов и обломков осадочных, изверженных и метаморфических пород; состав цемента разнообразный.

Пример макроскопического описания псаммитовой породы. Перед нами находится кусок довольно плотной породы зеленовато-серого цвета, которая состоит из зерен кварца размером 0,3—0,5 мм. Кроме кварца, в породе изобилуют зерна глауконита размером около 0,3 мм, придающие ей зеленоватую окраску. При действии HCl наблюдается слабое вскипание породы, очевидно, от наличия небольшого количества извести в ее цементе. Все эти диагностические признаки позволяют определить данную породу как песчаник зеленовато-серый, среднезернистый, полимиктовый (кварцево-глауконитовый), слабоизвестковый.

АЛЕВРИТОВЫЕ ПОРОДЫ (АЛЕВРИТЫ)

Псаммиты связаны с глинистыми породами (пелитами), породами переходного характера — алевритами (рыхлые) и алевролитами (сцементированные). Как те, так и другие слагаются частицами размером от 0,1 до 0,01 мм. К алевритам относятся лёсс, лёссовидные суглинки, некоторые супеси и суглинки. Все эти породы рыхлые. В отличие от алевритов алевролиты — сцементированная порода; состав цемента у них такой же, как и у песчаников. Среди них можно выделить: 1) хорошо сортированные алевролиты, состоящие преимущественно из пылеватых или алевритовых частиц; 2) алевролиты представляющие собой по механическому составу смесь песчаных, алевритовых и глинистых частиц.

ГЛИНИСТЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ (ПЕЛИТЫ)

Измельчение минеральных частиц до размеров менее 0,01 мм, происходящее в процессе физического перетирания и химического раз-

ложения, приводит к образованию обширной группы горных пород, называемых пелитами или физическими глинами. По ряду основных свойств пелиты резко отличаются как от обломочных пород, так и от собственно химических осадков. Свойства пелитов определяются крайне незначительными размерами коллоидальных частиц в растворе, имеющих величину 1—200 миллимикрон. Такие частицы не оседают на дно под влиянием силы тяжести. Это же относится и к суспензиям. Кроме того, электрический заряд частиц одинаков у данного вещества в одном и том же растворе. Для выпадения в осадок и превращения в породу необходимо, чтобы частицы коллоидов и суспензий потеряли свой электрический заряд и тем самым приобрели способность к слипанию в более крупные комочки. Например, если река несет в море полуторные окислы железа или суспензию глинистого вещества, то при встрече с богатой электролитами морской водой эти вещества начинают оседать на дно. Этот процесс, называемый коагуляцией, подробно изучается в курсе физической химии. Слипшиеся и осевшие комочки коллоидальных частиц образуют в основном глинистые (пелитовые) породы. Среди глинистых пород различают остаточные и переотложенные глины.

Материал, получающийся при выветривании и химическом разрушении различных материнских пород, остается в некоторых случаях на месте разрушения (элювий), причем образуется так называемая **кора выветривания**. С корой выветривания связываются накопления первичных каолинов, латеритных бокситов и другие образования.

Каолины — белые хемогенные глины, сложенные частицами каолинита, обладающие большой чистотой и высокой пластичностью, образуются в результате химического выветривания полевошпатовых пород. Первичные каолины отличаются наличием в них зерен кварца, листочков слюды и других минералов, входивших в состав материнской породы, давшей им начало. Наибольшее практическое значение имеют вторичные каолины, образовавшиеся при размыве коры выветривания каолинитового состава и переотложении на дне водоемов. При этом происходит отделение каолинита от примесей и формируются наиболее чистые разности каолинитовых глин.

Среди остаточных глин иногда встречаются специфические породы — бокситы. Они формируются в коре выветривания при размыве и переотложении коры выветривания. Обычно это довольно плотные, красные, реже серые породы, состоящие преимущественно из гидратов окиси алюминия ($Al_2O_3 \cdot nH_2O$ и $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$), часто с примесью железа, обычно обладают обломочной и оолитовой структурой. Бокситы имеют большое практическое значение как важнейшая алюминиевая руда. В верхней зоне коры выветривания в тропическом климате формируются латеритные бокситы. При их размыве и переотложении образуются осадочные бокситы.

Глина — это землистая порода, дающая с водой пластичную массу, твердеющую при высыхании, а при обжиге приобретающую

твердость камня (по М. С. Швецову). По внешнему виду глины в сухом состоянии являются или землистыми, рыхлыми, легко рассыпающимися и растирающимися, или очень плотными, почти каменными породами. Твердость их равна единице, они легко царапаются ногтем. Если потереть поверхность плотной глины пальцем или ногтем, остается блестящая полоска. Глины липнут к влажному пальцу, жадно впитывая воду. Насыщаясь водой, глина разбухает, размягчается и превращается в пластичную вязкую массу, которая при дальнейшем добавлении воды может постепенно превратиться в текучую массу. Наиболее типичные физические свойства глин следующие: а) пластичность, т. е. способность принимать под давлением любую форму и сохранять ее после прекращения давления, не подвергаясь разрушению; при сильном высушивании или прокаливании пластичность исчезает; б) способность поглощать большое количество воды (до 40 и даже 70% по объему), отчего порода разбухает (гигроскопичность); в) водоупорность — после полного насыщения водой; г) способность поглощать некоторые коллоидальные вещества, красящие вещества, основания из солей, масла и т. д. (у разных глин эта способность неодинакова); д) огнеупорность — способность противостоять без плавления действию высокой температуры (степень огнеупорности может быть очень различной).

По происхождению глины весьма разнообразны. Среди них имеются континентальные (остаточные и осадочные — озерные, аллювиальные и др.) и морские образования. Глины отлагаются в различных условиях как в мелководных, так и в глубоководных участках водных бассейнов. В зависимости от этого они различаются и по текстурным признакам (слоистые, сланцеватые и т. п.), физическим свойствам, окраске, составу, а также по характеру примесей (песок, углекислая известь, кремнезем) и включений.

Чистые глины называют жирными, а со значительной примесью песка — тощими. Песчаные глины при увеличении в них количества песка переходят в глинистые пески, а при увеличении количества пылеватых частиц — в глинисто-алевритовые породы. При небольшом содержании CaCO_3 глины называются известковистыми или мергелистыми, а при более значительном — переходят в мергели (см. ниже). Существуют разновидности, богатые водным кремнеземом, цементирующим глинистый материал.

Описывая глину, необходимо указывать следующие ее внешние признаки: а) цвет, причем следует подчеркивать, в каком состоянии влажности находится глина; б) пластичность (глина бывает жирная, пластичная, сухая и песчанистая); в) характер примесей, часто обуславливающих окраску (глина бывает углистая — темная, почти черная; битуминозная — темного цвета и с битуминозным запахом, при интенсивном насыщении оставляющая жирное пятно на бумаге и окрашивающая легкие растворители — бензин и др.); г) текстуру (листовая, плейчатая и т. д.); д) растительные остатки и окаменелости.

Глинистые породы в результате различных диагенетических процессов обычно превращаются в плотные, сцементированные, часто твердые (твердость 3) породы, которые называются **аргиллитами**. При этом утрачивается ряд признаков, свойственных глинам, например пластичность и водопоглощаемость. Сланцеватые разновидности аргиллитов называют глинистыми сланцами.

ПОРОДЫ ХИМИЧЕСКОГО И ОРГАНИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

В результате различных химических процессов, а также жизнедеятельности животных и растительных организмов как в водной среде, так (реже) и на поверхности суши возникают хемогенные и органогенные породы. Эти две обширные группы пород здесь рассматриваются совместно, так как они связаны множеством взаимных переходов и точный генезис при этом не всегда может считаться установленным. Наиболее удобно классифицировать эти породы по химическому составу. На основании этого критерия выделяются следующие породы: 1) карбонатные, 2) кремнистые, 3) сернокислые и галлоидные, 4) железистые, 5) фосфатные и 6) углеродистые (горючие ископаемые).

Карбонатные породы

Известняки

Из карбонатных пород наиболее широко распространены **известняки** — образования, состоящие главным образом из кальцита с примесями глины и песка. При увеличении количества глинистых примесей известняки переходят в **мергели**, а при увеличении количества песка — в **песчанистые известняки** и **известковистые песчаники**. При определении известняков лучше всего применять реакцию с HCl. Известняки от капли слабой HCl бурно вскипают, причем на их поверхности в отличие от мергелей не остается грязного пятна. По характеру строения известняки бывают крупно-, средне-, мелко- и неравномернозернистые, афанитовые (плотные), землистые, оолитовые, кристаллическизернистые, обломочные и т. д. Они весьма различны также по окраске, текстуре и другим признакам. По происхождению известняки разделяются на органогенные и химические.

Органогенные известняки. Известняки органического происхождения преимущественно довольно плотные породы. Среди них встречаются пористые и даже кавернозные разновидности. Их органическое происхождение часто очевидно, во многих случаях они целиком состоят из хорошо различимых раковин моллюсков, члеников морских лилий, раковинок фузулинид и скелетных частиц других животных организмов (**зоогенные известняки**) или из скелетных образований и известковистых выделений водорослей (**фитогенные известняки**). Известняки, состоящие из обломков раковин, называют органогенно-обломочными. В зависимости от организмов, скелетные образования которых слагают породу, различа-

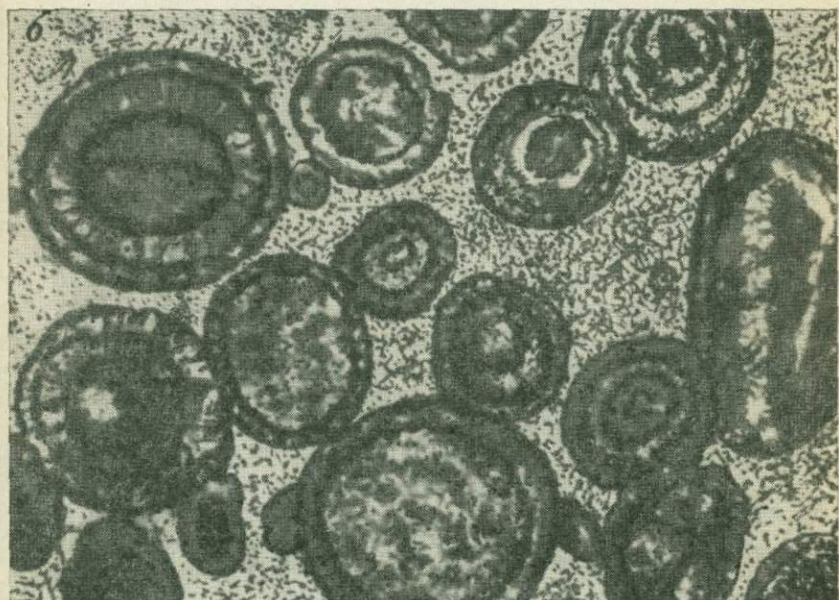


Рис. 30. Органогенный и хемогенный известняки:
а — раковинки фузулинид в известняке (уменьшено в 1,5 раза); б — кальцитовые оолиты в известняках (шлиф, $\times 10$)

ют известняки **коралловые**, **фузулиновые** (рис. 30, а), **нуммулитовые** и др. Известняки, которые состоят из полностью или почти полностью сохранившихся створок раковин пластинчатожаберных моллюсков или гастропод, называют часто **известняками-ракушечниками**.

Известняки обладают различной окраской: чистые разности — белые; различные примеси окрашивают их в серый, черный, красный, розовый, желтый, зеленый и другие цвета. Многие органогенные известняки имеют облик плотных, афанитовых пород. В одних случаях это зависит от того, что остатки организмов, составляющие породу, очень мелки, в большинстве же случаев — от вторичной перекристаллизации известняков. Происхождение таких сильно перекристаллизованных известняков часто невозможно установить даже с помощью микроскопа.

Следует особо отметить известняки **биохимического происхождения**, которые образовались с участием бактерий, но состоят из выделенных ими мельчайших зернышек кальцита без каких-либо следов органогенной структуры. Эти известняки, называемые **дрюитовыми**, составляют переход к известнякам химического происхождения. Вообще многие известняки имеют смешанное органогенно-химическое происхождение. Типичным примером в этом отношении может служить писчий мел, в котором на долю раковин (главным образом планктонных организмов) приходится 60—70% извести, а остальные 30—40% составляют тонкозернистый, порошкообразный кальцит, имеющий, вероятно, химическое происхождение.

Химические известняки. Известняки химического происхождения встречаются также довольно часто. Среди них наибольшее значение имеют микрозернистые и оолитовые известняки, известняковые туфы и натечи.

Микрозернистые известняки, состоящие из мельчайших зернышек кальцита, распространены очень широко. Возможно, иногда они являются измененными известняками органического происхождения.

Оолитовые известняки (рис. 30, б) представляют собой скопления шаровидных известковых зерен — оолитов, имеющих скорлуповатое или радиально-лучистое строение. Размер оолитов колеблется обычно от просяного зерна («икряной камень») до горошины.

Известковый туф обычно имеет вид пористой или ячеистой известковой породы, образование которой связано с отложением кальцита водами источников, богатыми растворенной двууглекислой известью. Он часто имеет отпечатки листьев, веточек и другие следы растительных, а также животных организмов, покрытые корочкой отлагавшейся из источников извести. Туфы, представляя собой континентальные натечные образования, имеют обычно незначительную мощность. Сравнительно редко они отлагаются значительными массами в местах выхода горячих минеральных источников. Такие туфы, имеющие более плотное кристаллическое строение, называются **травертинами**.

По содержанию глинистой примеси различают глинистый известняк (менее 20%), известковистый мергель (более 20%) и мергель (30—50%).

Мергели достаточно широко распространены и имеют большое практическое значение как сырье для цементной промышленности. По внешнему виду мергель обычно плотная, твердая или мягкая порода, иногда с раковистым, а чаще с неровным или землистым изломом, с весьма разнообразной окраской (белой, серой, розовой, красной и зеленой). С соляной кислотой мергели бурно реагируют, причем капля HCl оставляет на поверхности породы грязное пятно (характернейший признак, отличающий мергели от известняков).

Известняк с примесью доломита называется доломитовым. Слабую доломитизацию можно обнаружить, наблюдая за реакцией с HCl (вскипание несколько более слабое, чем в чистых известняках или в порошке).

Среди известняков и мергелей нередко встречаются кремнистые разновидности. Эти породы, носящие названия кремнистых известняков и кремнистых мергелей, отличаются обычно большой твердостью, ясно выраженным раковистым, острореберным изломом и более слабой реакцией с HCl.

Доломиты

Породы, содержащие не менее 95% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, называются **доломитами**. Чистые доломиты встречаются очень редко. Обычно наблюдаются самые разнообразные переходы от известняка к доломиту, среди разновидностей такого рода могут быть указаны: **известковистый доломит** — известняк с содержанием $> 50\%$ $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$; **доломитовый известняк** с содержанием $> 5\%$ $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$; **известняк** с содержанием $< 5\%$ $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Все эти различия могут быть установлены только химическим анализом. Макроскопически доломиты часто неотличимы от известняков. Наиболее типичные признаки их следующие. Доломит вскипает от холодной HCl, будучи растерт в порошок. Для этого следует наскрести ножом на поверхности породы небольшой бугорок порошка и капнуть на него HCl. В куске доломит вскипает от горячей HCl. Кроме того, для доломитов характерны отсутствие раковистого излома и наличие шершавого, как бы тонкопесчанистого мучнистого излома. Пылеватая разность доломита называется **доломитовой мукой**. Цвет доломитов обычно белый, кремевый или серый.

Кремнистые породы

Породы, состоящие преимущественно из кремнезема, могут иметь как вулканогенно-осадочное, так и органическое или химическое происхождение.

Из кремнистых пород органического происхождения особенно важное значение имеют **диатомиты**, которые представляют собой

скопления микроскопических скелетов диатомовых водорослей, состоящих из водного кремнезема (**опала**). По внешнему виду диатомит — белая или желтоватая, пористая, чрезвычайно легкая и мягкая, рыхлая, слабосцементированная порода, часто похожая на писчий мел. Основное различие между ними, кроме удельного веса, заключается в том, что мел бурно вскипает, а диатомит совершенно не вскипает при действии HCl. На ощупь диатомит очень нежная порода, легко растирающаяся пальцами в тончайшую пудру. Он жадно впитывает влагу и сильно прилипает к влажному пальцу.

Трепелы внешне совершенно неотличимы от органогенного диатомита, но имеют иное, коллоидно-химическое происхождение. Они состоят не из скорлупок диатомей, а из мельчайших зернышек опала, видимых только под микроскопом.

Диатомиты и трепелы применяются в строительном деле, в химической промышленности как поглотители, в качестве шлифовального материала и т. д.

К той же группе пород относятся измененные кремнистые породы частично органогенного происхождения, среди которых следует назвать опoки. Это довольно твердая и очень легкая кремнистая порода серого, голубоватого, иногда черного цвета (окраска часто пятнистая). При ударе твердая опoка колется со звенящим звуком на мелкие остроугольные обломки, обладающие раковистым изломом. Удельный вес опок обычно колеблется от 0,9 до 1,2, что соответствует их высокой пористости.

К особой группе кремнистых пород относятся **яшмы** и **черные фтаниты**, представляющие собой плотную и твердую (твердость около 5) породу, сложенную скрытокристаллическим кремнеземом, чаще всего кварцем или халцедоном. Яшмы зачастую содержат остатки кремнистых раковин микроскопически мелких животных — радиолярий, а фтаниты содержат углестое вещество. Яшмы обычно отличаются красивой окраской: красной (сургучные яшмы), зеленой или полосчатой. Яшмы образуются в результате накопления кремнистого вещества вулканогенного происхождения. Кремнезем, который осаждался на дне водоемов, поступал из гидротерм.

Остановиться следует только на кремнистых выделениях, и прежде всего на **кремневых конкрециях**, нередко присутствующих в самых различных осадочных породах. Обычно кремневые конкреции представляют собой шары или желваки с плотным кремневым ядром, имеющие концентрическую текстуру обрастания. Эти желваки как бы постепенно сливаются с вмещающей их породой. Нередко кремневые желваки (**жеоды**) образуются частичным заполнением пустот при отложении на их стенках кремнекислоты из циркулирующих растворов. При описании этих образований следует обращать внимание на условия их залегания, соотношение с вмещающими породами, величину, форму, внутреннюю структуру и минеральный состав самой конкреции или жеоды. Кремневые конкреции и жеоды имеют часто опалово-халцедоновый и кварцево-халцедоновый состав.

Сернокислые и галоидные породы

Сернокислые и галоидные породы различаются по химическому составу, но очень близки по условиям образования. Среди этих пород наиболее распространенными являются каменная соль, гипс и ангидрит, которые образуются путем отложения из воды в соленосных бассейнах.

Каменная соль (галит) в породе представляет собой зернисто-кристаллическую или сливную массу. Окраска ее изменяется от белой, голубой, розовой и красной до черной в зависимости от различных примесей. Диагностические признаки: соленый вкус, легкая растворимость в воде и удельный вес 2,1. Каменная соль встречается в виде более или менее мощных сплошных масс (слоев, штоков) и в виде примесей в обломочных породах и глинах. Породы с этой примесью приобретают соленый вкус, а при выветривании на их поверхности образуются налеты (выпоты) соли. Часто встречаются засоленные пески, глины и почвы.

Гипс, так же как и соль, встречается в виде зернистокристаллических масс. Для него характерна небольшая (1,5—2) твердость (легко чертится ногтем). Удельный вес гипса колеблется от 2,2 до 2,4. Окраска самая разнообразная в зависимости от количества и состава примесей. Для чистого гипса характерен снежно-белый, светло-серый, желтый или розовый цвет. Часто гипс встречается в виде мелких рассеянных зерен или отдельных друз кристаллов в различных осадочных породах (глинах, песках, песчаниках и др.).

Ангидрит — обычно серая или голубовато-серая плотная порода с удельным весом 2,9—3,1 и твердостью 3—3,5. Эти признаки резко отличают ангидрит от гипса. Ангидрит встречается на глубинах более 70—100 м и в крайне редких случаях выходит на дневную поверхность, где вследствие процессов гидратации, т. е. присоединения к молекуле CaSO_4 (ангидрита) двух молекул воды, переходит в гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. В этом случае порода, сильно увеличиваясь в объеме, сминается, приобретая гофрированно-слоистую текстуру.

Железистые породы

Железистые породы имеют исключительное практическое значение и поэтому представляют собой большой интерес. По химическому составу среди этих пород выделяются четыре группы: 1) окислы и гидраты окиси железа; 2) карбонаты железа; 3) сульфиды железа и 4) железистые силикаты.

Среди пород первой группы большое значение имеют **оолитовые железные руды**, представляющие собой по внешнему виду скопления оолитов лимонита диаметром 0,2—15 мм. В подобных рудах часто наблюдаются участки, обогащенные марганцевой рудой (псиломеланом). Внешние диагностические признаки те же, что и для соответствующих минералов. Эти руды образуются в результате выпадения гидроокиси железа из морской или пресной воды, а на суше — в коре выветривания ультраосновных магматических пород.

В состав второй, карбонатной группы входит **сидерит**, который встречается в виде минеральных включений (среди глин и мергелей) и реже в виде небольших пластов и линз. Сидерит представляет собой качественную железную руду.

Сульфиды железа — **пирит** и **марказит** — описаны в разделе, посвященном минералам.

Фосфатные породы

Осадочные породы, богатые фосфатами кальция, называются **фосфоритами**. Они содержат фосфат кальция в аморфном виде с примесью глинистого или песчанистого материала. В зависимости от характера и количества примесей внешние признаки фосфоритов изменяются в широких пределах. Некоторые фосфориты имеют, например, облик песчаника и обладают неровным, грубошероховатым изломом, другие же имеют афанитовую структуру с гладким ровным изломом. Твердость фосфоритов значительна (около 5). Цвет их чаще темный (серый, буроватый или черный), но встречаются и светлые фосфориты. Очень характерен «чесночный» запах, издаваемый фосфоритами при ударе или трении двух кусков один о другой. Фосфориты встречаются часто в виде конкреций разнообразной формы. Иногда они образуют сплошные пласты или разрозненные желваки в песке, придавая породе конгломератовидный облик. В некоторых случаях встречаются слои песка, глины или иной породы, сцементированные фосфатом. Нередко в породах попадаются фосфоритизированные органические остатки. Фосфориты с содержанием более 15—30% P_2O_5 являются полезным ископаемым. Наиболее ценная руда содержит до 40% P_2O_5 и широко используется для удобрения почвы и в химической промышленности.

Углеродистые породы (горючие ископаемые)

В эту группу входят породы органогенные и химические по происхождению. Среди них важнейшими являются торф, ископаемые угли, горючие сланцы, нефть и битуминозные породы. Все эти образования представляют собой полезные ископаемые первостепенной важности.

Торф — бурая или черная масса полуразложившегося растительного материала: листьев, стеблей, корней, древесины, мха, обугленного и обогащенного органическими кислотами. Порода достаточно рыхлая, режется лопатой. Торф образуется в болотах.

Ископаемые угли сложены материалом растительного происхождения, накапливавшимся на дне мелководных водоемов и в болотах, в частности, при преобразовании торфа. В дальнейшем этот материал претерпел сложный химический процесс изменения (углефикацию или обугливание), в результате которого органическое вещество постепенно теряло кислород и водород и обогащалось углеродом по схеме: древесина (50% C) → торф → бурый уголь (около 70% C) → каменный уголь (82% C) → антрацит (95% C). Бурый уголь —

плотная темно-бурая или черная порода. Дает бурую черту (в отличие от каменного угля), имеет матовый или блестящий блеск и раковистый излом. Каменный уголь имеет черный цвет, жирный блеск. Черта черная блестящая или матовая (пачкает руки). Излом раковистый, хрупок. Антрацит отличается от каменного угля большой твердостью и блеском. Ему свойственны черный цвет, полуметаллический блеск, неровный излом, плотная масса (рук не пачкает). Большинство малометаморфизованных углей (бурый и каменный) обладает хорошо выраженной слоистостью.

Процесс разложения органического вещества после захоронения, происходящий в условиях наиболее затрудненного доступа кислорода, приводит к образованию нефти или горючих летучих веществ, называемых **битумами**, сам же процесс называется битуминизацией. Существует и другая точка зрения на происхождение нефти, высказанная впервые Д. И. Менделеевым. Нефть, по Д. И. Менделееву, имеет неорганическое происхождение: она синтезируется в глубоких частях земной коры, затем поднимается кверху и накапливается в тех осадочных породах, которые являются хорошими коллекторами.

Битуминозные породы — породы с рассеянной в них нефтью, по большей части находящейся в сгущенном состоянии в результате окисления. Характерные признаки этих пород: темный цвет, запах битума при ударе по породе и окрашивание растворителей (бензина, бензола) при погружении в них порошка породы. Еще более чувствительна реакция с хлороформом. Если в породе имеется хотя бы незначительное количество битума, то на тонкой бумаге после испарения вылитой капли хлороформа с растворенным битумом появляется масляное пятно.

Часто накопление битумов происходит одновременно с отложением тонких илов. В результате образуются породы, называемые **горючими сланцами**. Они представляют собой тонкослоистую сланцеватую породу темно-серого, бурого или коричневого цвета. При поднесении огня к сухому образцу последний обычно загорается коптящим пламенем или начинает глеть с выделением густого дыма, сопровождающегося сильным своеобразным запахом битума.

Нефть представляет собой, в отличие от всех ранее описанных пород, жидкость от светло-желтого (легкие разновидности) до буровато-черного (тяжелые разновидности) цвета со специфическим запахом. Нефти свойствен масляный блеск. Ничтожные количества нефти, попавшие на поверхность воды, дают характерные радужные пленки. Залежи нефти, иногда мощные, образуются среди различных пористых и трещиноватых пород, которые в этих случаях играют роль ее коллекторов (пески, песчаники, известняки и др.).

* * *

Правильное определение осадочных горных пород возможно только при полном учете всего комплекса внешних свойств. Подробно должны быть описаны текстура и структура породы, характер

слоистости (в случае отсутствия последней это должно быть специально указано), наличие или отсутствие кавернозности и т. д. Также необходимо устанавливать и указывать возможно точнее структуру породы со всеми ее особенностями, окраску, твердость, излом, удельный вес и другие признаки, точно определять состав породы. Не менее подробно, чем породу, следует описывать и все инородные включения в нее: органические остатки, конкреции, прожилки, различные выделения, выцветы, примазки и т. д. Полное описание дает возможность установить тип породы и способ ее образования, а тем самым и определить ее.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Метаморфические горные породы возникают в результате преобразования ранее существовавших осадочных, магматических, а также метаморфических пород, происходящего в земной коре под воздействием эндогенных процессов. Эти преобразования протекают в твердом состоянии и выражаются в изменении минерального, а иногда и химического состава, структуры и текстуры пород. Реже минеральный состав сохраняется.

Метаморфизм происходит под воздействием высокой температуры и давления, а также вследствие привноса и выноса вещества высокотемпературными растворами и газами. Большую роль играет также состав исходных пород.

По преобладанию тех или иных факторов в ходе преобразования выделяется несколько различных типов метаморфизма.

1. **Региональный метаморфизм** вызывается высоким неравномерным давлением и температурой и захватывает большие пространства. Этот процесс сопровождается перекристаллизацией и новым минералообразованием в условиях расплющивания и пластического течения пород, что приводит к появлению наиболее характерной для метаморфических образований ориентированности (параллельному расположению) минеральных частиц. Таково происхождение большей части метаморфических пород.

2. **Динамометаморфизм** возникает под воздействием давления в условиях невысоких температур и заключается в интенсивном дроблении минеральных зерен без существенной их перекристаллизации.

3. **Контактный метаморфизм** вызывается действием высокой температуры, паров и растворов, связанных с внедрением магматического расплава. Наблюдается вдоль границ магматических тел и имеет местное значение в преобразовании вмещающих пород, изменении их структуры, текстуры и состава.

4. **Пневматолитовый и гидротермальный метаморфизм** развивается при интенсивном привносе в породу новых веществ горячими водными растворами и газовыми эманациями, поднимающимися из остывающего магматического очага. При этом происходит изменение не только минерального, но и химического состава пород.

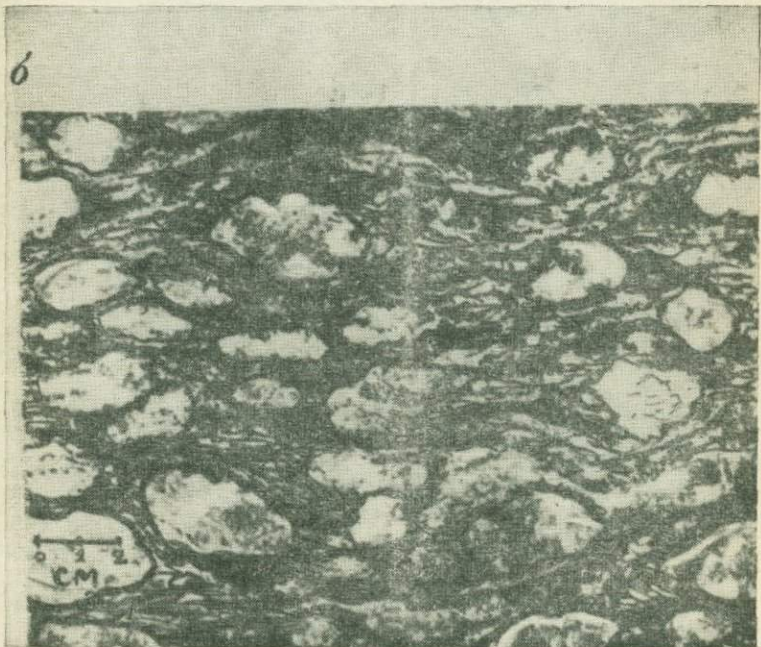
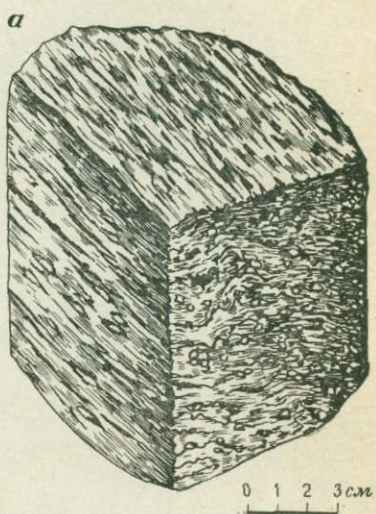
При очень интенсивном привносе новых веществ и развитии замещения первичных минералов химически активными веществами возникает особый вид метаморфизма — **метасоматоз**.

ВАЖНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Главнейшие отличия метаморфических пород от магматических и осадочных заключаются в их минеральном составе, а также в их структурных и текстурных особенностях.

Рис. 31. Текстуры метаморфических горных пород:

а — сланцеватая (чешуйчатые и таблитчатые минералы расположены параллельно); *б* — очковая (очковый гнейс)



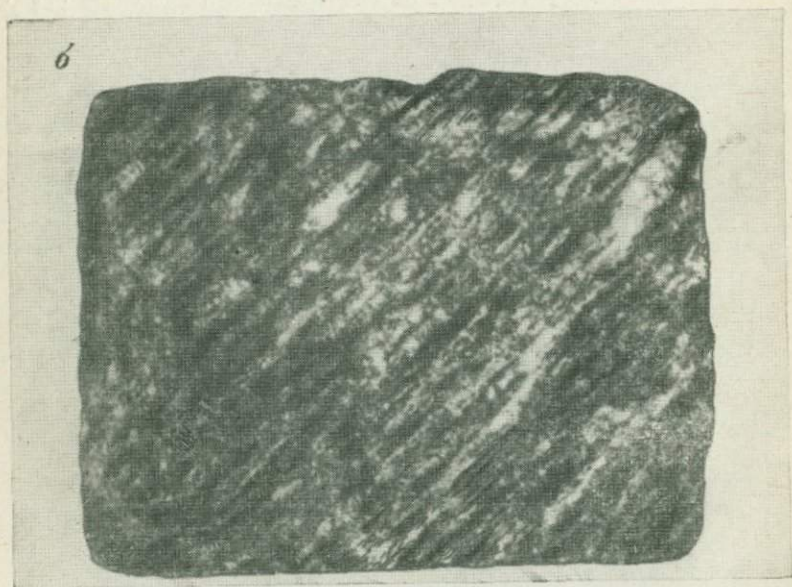
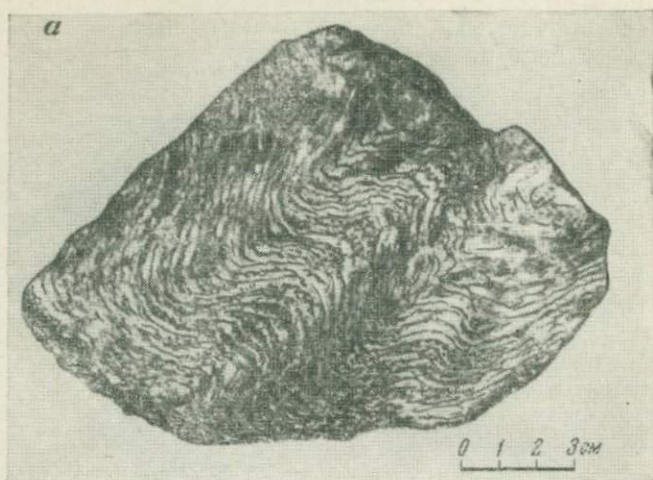


Рис. 32. Текстуры метаморфических горных пород:
а — слойчатая; б — гнейсовая (биотитовый гнейс)

Метаморфические породы состоят лишь из минералов, устойчивых в условиях высоких температур и давления. К ним относятся большинство минералов магматических пород: кварц, альбит и другие плагиоклазы, калиевый полевой шпат (микроклин), мусковит, биотит, роговая обманка, пироксен (авгит), магнетит, гематит, а также один из минералов осадочных пород — кальцит. Кроме того, в метаморфических породах распространены минералы, характерные только для них, — серицит, хлорит, тальк, серпентин, гранат, графит и др.

Метаморфические породы обладают **кристаллической структурой**, причем особенно характерны **листоватая, чешуйчатая, игольчатая и таблитчатая** формы зерен, реже они **зернистокристаллические**. Имеются также слабометаморфизованные скрытокристаллические породы и переходные разности, содержащие участки первичных пород некристаллического строения. Остаточные структуры первичных пород называются **реликтивными**. По величине зерен различают крупнокристаллическую структуру (диаметр частиц более 1 мм), среднекристаллическую (0,25—1 мм) и мелкокристаллическую (менее 0,25 мм).

Тектурные особенности относятся к важнейшим отличительным признакам метаморфических пород. По взаимному расположению и типам зерен выделяются следующие текстуры: **сланцеватая** — с параллельным расположением чешуйчатых или таблитчатых минералов (рис. 31, а); **гнейсовая** — с параллельным расположением таблитчатых минералов при малом содержании чешуйчатых частиц (рис. 32, б); **полосчатая** — с чередованием полос разной толщины различного минерального состава; **волокнистая** — в породах, сложенных волокнистыми и игольчатыми минералами, вытянутыми примерно в одном направлении; **очковая** — с рассеянными в породе более крупными овальными зернами или агрегатами, обычно выделяющимися по цвету (рис. 31, б); **плойчатая** — в случае присутствия в породе очень мелких складок (рис. 32, а); **беспорядочная** — с неориентированным расположением зерен обычно округло-неправильной формы; **массивная** — с прочным сложением породы при плотном, связном соединении минеральных зерен; текстура породы может быть при этом также полосчатая, беспорядочная или гнейсовая.

ПОРОДЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

В зависимости от состава и структуры исходных пород при региональном метаморфизме возникают определенные виды метаморфических пород, которые по мере возрастания температуры и давления претерпевают закономерные изменения состава, структуры и текстуры. При этом образуются характерные ряды пород, представляющих собой последовательные этапы преобразования исходной породы.

Особенно значительные изменения испытывают **глинистые породы**. Еще в процессе диагенеза глины уплотняются, обезвоживаются и превращаются в аргиллиты, отличающиеся от глин полной нераз-

мокаемостью. В начальной стадии метаморфизма в условиях низких температур под воздействием тектонического давления аргиллиты претерпевают **р а с с л а н ц е в а н и е** (динамометаморфизм) и превращаются в **аргиллитовые сланцы**. Изменения выражаются в появлении тонкосланцеватой текстуры. В глинистом материале возникают скопления мельчайших зерен кварца, микроскопические чешуйки слюды (серицита) и хлорита, кристаллы пирита, углестые частицы. Сланцы обычно сохраняют окраску исходных глин. Они легко раскалываются по сланцеватости на ровные плитки с матовой поверхностью. При возрастании количества кристаллических частиц порода твердеет, превращаясь в **кровельные**, или **аспидные**, сланцы.

Дальнейшее усиление метаморфизма, связанное с повышением температуры, приводит к полной перекристаллизации глинистого вещества с образованием **филлитов**. Это микрозернистые полнокристаллические породы с тонкосланцеватой, иногда плейчатой текстурой. Внешне они сходны с аргиллитовыми сланцами, отличаясь от них шелковистым блеском. Филлиты состоят из тонкочешуйчатой массы серицита, хлорита и кварца. Окраска их связана обычно с цветом господствующего минерала, однако нередко бывает унаследованной (черные филлиты с углистым материалом). Иногда она обусловлена примесями (красноватые и фиолетовые филлиты с тонкораспыленным гематитом).

При повышении температуры и дальнейшем увеличении давления филлиты переходят в **кристаллические сланцы** (см. рис. 31, а и 32, а). В зависимости от состава исходных глин и температурного режима это могут быть слюдяные, хлоритовые или хлорито-слюдяные сланцы. Они отличаются сильным шелковистым блеском и наличием хорошо различимых чешуек. Структура чаще среднекристаллическая до крупной. Обладают хорошо развитой сланцеватой или плейчатой текстурой. Сланцы состоят из кварца и слюды (мусковита или биотита) или хлорита. Встречаются двуслюдяные сланцы. Кристаллические сланцы часто содержат также гранат, графит, образующийся из углестого вещества, и другие минералы. Цвет этих пород обусловлен окраской господствующих минералов, реже связан с минеральными примесями (гематит, графит).

На самой высшей стадии метаморфизма глинистых пород они преобразуются в **гнейсы** (см. рис. 31, б и 32, б). Эти образования обладают массивной гнейсовой (полосчатой), реже сланцеватой или очковой текстурой. Структура их зернистокристаллическая, средне- или крупнозернистая. Вместо хлорита и слюды, которая сохраняется в небольшом количестве, в гнейсах преобладают полевые шпаты — микроклин и плагиоклаз, имеется много кварца. Присутствуют биотит и мусковит, иногда амфиболы, пироксены, гранаты. Состав гнейсов близок к минеральному составу гранитов, от которых гнейсы отличаются ориентированной гнейсовой текстурой.

Существенно иные породы образуются при метаморфизме **песчаников**. Кварцевые песчаники с кремнистым цементом при метаморфизме превращаются в **кварциты**. Они состоят целиком из кварца,

образующего неправильные зерна, которые иногда почти неразличимы (сливные кварциты). Это крепкие, массивные породы, нередко с раковинистым изломом; иногда в них наблюдается сланцеватая текстура. Кварцевые песчаники с глинистым цементом преобразуются в **слюдажно-кварцитовые сланцы** с тонкими прослойками слюды по сланцеватости. Аркозовые песчаники, богатые зернами полевого шпата, переходят сначала в **кварцитовидные песчаники**, а при высокой степени метаморфизма — в **гнейсы**, отличающиеся более равномерной зернистостью и повышенным содержанием кварца. Гнейсы и сланцы, образующиеся при метаморфизме осадочных пород (глин и песчаников), называются **парагнейсами** и **парасланцами**.

Известняки при перекристаллизации переходят в **мраморы**. Последние состоят из кальцита, имеют зернистокристаллическую структуру и обычно массивную, нередко расплывчатую полосчатую текстуру. Реже наблюдается сланцеватость. Характерна белая или светло-серая окраска.

Кремнистые породы — опьки, яшмы — преобразуются в **мелкозернистые кварциты**, отличающиеся весьма равномерной слабо-различимой зернистостью.

В результате метаморфизма кислых и средних магматических пород (гранитов, диоритов и др.) образуются гнейсы и слюдяные сланцы. В отличие от аналогичных пород, образующихся при метаморфизме осадочных образований, они носят название **ортогнейсов** или **ортосланцев**.

Габбро и базальты преобразуются на низшей стадии метаморфизма в **зеленые сланцы**, состоящие из хлорита, эпидота, актинолита и альбита. Далее они переходят в **амфиболиты** — массивные крепкие породы сланцеватой или волокнистой текстуры темно-серого до черного цвета; они состоят из роговой обманки и плагиоклаза. На высшей ступени метаморфизма амфиболиты переходят в **гранатовые амфиболиты** и **эклогиты**. Последние состоят из граната и пироксена. Образование эклогитов происходит при очень высоких давлениях, поэтому они характерны для глубоких зон метаморфизма.

Ультраосновные породы (дуниты, перидотиты) преобразуются в **змеевики (серпентиниты)** и **тальковые сланцы**; змеевики состоят из серпентина с примесью магнетита и хлорита, образующих микрочешуйчатую темно-зеленую массу с пестрыми пятнами.

ПОРОДЫ ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМА

Под действием тектонического давления возникают **тектонические брекчии** и **милониты**.

Тектонические брекчии состоят из угловатых или линзовидных обломков раздробленных первичных пород самой разнообразной величины, сцементированных мелкоиздробленным материалом тех же пород. Характерно отсутствие слоистости и однообразие состава обломков.

Милониты представляют собой породы из мелкоперетертого материала первичных пород. Текстура их сланцеватая, тонкополосчатая, нередко очковая.

ПОРОДЫ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА

Контактный метаморфизм выражается преимущественно в интенсивной перекристаллизации пород, протекающей под действием высокой температуры, без заметного участия давления. Поэтому для возникающих при этом на контакте пород, носящих название роговиков, характерно отсутствие сланцеватых и вообще ориентированных структур. **Роговики** — очень крепкие мелкозернистые породы массивной текстуры. Иногда встречаются крупные кристаллы отдельных минералов. Песчано-глинистые породы переходят в **биотитовые роговики**, состоящие из кварца и биотита, а также полевого шпата, магнетита, граната и других минералов. Основные и средние породы на контакте с гранитными интрузиями преобразуются в **амфиболовые роговики**, состоящие из амфибола и плагиоклаза. Карбонатные породы превращаются в известково-силикатные роговики. Они содержат гранат, пироксен, плагиоклаз, а также волластонит, скаполит и др. Карбонатные породы могут переходить и в мраморы, если метаморфизм протекает без привноса вещества. Цвет роговиков определяется окраской господствующих минералов. Обычно они серого, черного или темно-зеленого цвета.

ПОРОДЫ ПНЕВМАТОЛИЗА И ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

При этом типе метаморфизма появляются скарны и грейзены. **Скарны** возникают на контакте карбонатных и интрузивных пород, в результате контактово-метасоматических процессов, протекающих при воздействии послемагматических растворов. Скарны имеют важное практическое значение, так как к ним приурочены многие полезные ископаемые (медь, железо, полиметаллы, молибден, вольфрам, олово). Главные породообразующие минералы скарнов — пироксен, плагиоклаз и гранат, а при более низких температурах — эпидот, актинолит, карбонаты и рудные минералы.

Грейзены возникают за счет гранитов или песчано-глинистых пород. Они состоят из кварца и светлой слюды и имеют крупнокристаллическую структуру.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Определение метаморфических пород нужно начинать с установления их минерального состава. Вторым важным признаком является текстура. Имеют значение также структура и цвет. Для определения этих пород можно пользоваться табл. 7. При исследовании метаморфических пород необходимо стремиться установить: 1) что представляла собой порода до метаморфизма и 2) какие явления обусловили метаморфизм (тип метаморфизма). Нужно отметить, что для полного и уверенного решения этих вопросов необходимо выяс-

Основные особенности важнейших метаморфических пород

Минеральный состав	Текстура	Строение и внешний вид	Название
Серицит, хлорит, кварц	Сланцеватая, иногда плейчатая	Зеленая, светло- или темно-серая микрочешуйчатая порода. Кварц заметен плохо. Слабый шелковистый блеск	Филлит
Биотит, мусковит, кварц, иногда гранат, графит и др. Кварц и слюда (биотит, мусковит)	То же	Средне- или крупночешуйчатая порода с очень обильной слюдой. Кварц заметен плохо	Слюдяной сланец
Хлорит, кварц, примесь слюды и других минералов	» »	Светлоокрашенная крепкая порода с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости, нередко плитчатая	Слюдяно-кварцитовый сланец
Хлорит, актинолит, альбит, эпидот	» »	Чешуйчатая или листоватая масса хлорита зеленого цвета, Кварц заметен плохо	Хлоритовый сланец
Тальк	» »	Мелкозернистая зеленая довольно массивная порода с шелковистым блеском	Зеленый сланец
Серпентин, магнетит	Массивная или сланцеватая	Чешуйчатая масса талька	Тальковый сланец
Роговая обманка зеленого или черного цвета, плагиоклаз	То же	Тонкочешуйчатая масса серо-зеленая с пятнами темно-зеленого, белого, черного цвета и гладкими зеркально-эмалевыми поверхностями	Змеевик (серпентинит)
Кварц, микроклин, биотит, могут быть роговая обманка, пироксен, гранат	Массивная гнейсовая	Зернистокристаллическая масса темно-зеленого или черного цвета, иногда тонкополосчатая. Нередко заметен белый плагиоклаз	Амфиболит
Плагиоклаз, кварц, роговая обманка, биотит, пироксен	То же	Зернистокристаллическая серая или желтоватая порода. Иногда с полосчатой, очковой или сланцеватой текстурой	Микроклиновый гнейс
Кварц	Массивная	То же, что и у микроклинового гнейса, но цвет чаще серый, более темный	Плагиоклазовый гнейс
Кальцит, реже доломит, иногда примесь графита и др.	» »	Мелкозернистая порода, иногда сливная (отдельные зерна нельзя различить), белого, желтого, красноватого цвета, блестящая на изломе, иногда сланцеватая, плитчатая	Кварцит
Кварц, биотит, магнетит, иногда полевой шпат, гранат	Массивная, беспорядочная	Зернистокристаллическая, белая, светло-серая, реже красноватая или желто-бурая порода. Изредка сланцеватая или неясно-волнисто-полосчатая текстура	Мрамор
		Мелкозернистая крепкая порода серого, буровато-серого, иногда розовато-серого цвета	Биотитовый роговик

Минеральный состав	Текстура	Строение и внешний вид	Название
Плагноклаз, амфибол, пироксен, Гранат, пироксен, плагноклаз, эпидот, карбонат, рудные минералы, актинолит Кварц, светлая слюда, иногда турмалин	Массивная, беспорядочная То же	Мелкозернистая, очень крепкая порода темно-серого, темно-зеленого или черного цвета	Амфиболовый роговик
	» »	Внешний вид очень разнообразен. Структура от мелко- до крупнокристаллической, часто неравнозернистая	Скарн
	» »	Крупнокристаллическая белая или светло-серая порода	Грейзен

нение условий залегания пород и их взаимоотношений с окружающими породами, т. е. изучение пород в естественной обстановке, а также детальное исследование их под микроскопом. Но и предварительное макроскопическое определение очень полезно.

Описание метаморфических пород производится по тому же плану, что и магматических: 1) название; 2) цвет, структура и текстура породы; 3) минеральный состав; 4) жилы и прожилки минералов, встречающиеся в породе; 5) посторонние включения и вкрапления. В конце дополнительно указываются: тип метаморфизма и название исходной породы (или ряда пород).

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Геологическая карта отражает геологическое строение земной поверхности и примыкающей к ней верхней части земной коры. Она позволяет понять не только геологическое устройство поверхности Земли, но и составить представление о строении земной коры на ту или иную глубину.

Геологическая карта строится на топографической основе и отображает с помощью условных знаков возраст, состав и условия залегания выступающих на земную поверхность горных пород. Геологические карты строятся и для глубинных горизонтов земной коры как карты со снятыми верхними толщами пород. В зависимости от того, какие особенности строения хотят отразить на геологических картах, их делят на несколько типов. Важное значение имеют **карты полезных ископаемых**, на которых изображаются присутствующие в горных породах месторождения минерального сырья и отражаются закономерности их распространения. Карты с изображением состава пород называют **петрографическими** и **литологическими**. На **тектонических картах** указываются основные структурные элементы земной коры, деформации пород и условия их геологического развития. Карты четвертичных отложений показывают распространение самых молодых континентальных четвертичных горных пород. Карты, характеризующие распространение и условия залегания подземных вод, называются **гидрогеологическими**. На **геоморфологических картах** изображаются основные элементы рельефа земной поверхности, разделенные по происхождению и времени образования. Существуют и другие, в еще большей степени специализированные геологические карты. Особое значение в настоящее время приобретают **карты глубинных горизонтов** со снятыми более молодыми комплексами пород. В курсе общей геологии рассматриваются лишь собственно геологические карты.

Прежде чем перейти к изложению принципа их составления, необходимо коснуться одной весьма важной условности, к которой вынуждены прибегать геологи. Дело в том, что более 90% поверхности суши покрыто породами четвертичного возраста, представленными различного рода континентальными образованиями: аллювиальными, озерными, делювиальными, элювиальными, эоловыми, ледниковыми и др. Поэтому, если формально следовать приведенному выше определению геологической карты как картины распространения горных пород на поверхности, то на карте должны были бы быть показаны почти повсеместно породы четвертичного возраста, а более древние толщи — лишь в виде небольших участков, обнажающихся из-под них. Между тем именно дочетвертичные, т. е. «коренные», породы вмещают основную часть полезных ископаемых, и поэтому

геологическая карта с изображением строения только пород четвертичного возраста была бы малополезной. С другой стороны, покров четвертичных отложений также нередко заключает полезные ископаемые, например строительные материалы, россыпные месторождения золота, олова и т. д. Для того чтобы выйти из возникшего затруднения, обычно собственно геологической картой принято называть такую, на которой удален покров четвертичных континентальных отложений. Он сохраняется лишь там, где невозможно установить строение коренных пород под четвертичными отложениями, или в тех случаях, когда последние заключают полезные ископаемые либо имеют морское происхождение.

Масштабы геологических карт весьма различны. Существуют мелкомасштабные геологические карты, имеющие масштабы от 1 : 500 000 и мельче (например, Геологическая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000, 1 : 5 000 000 и др.). Следующая группа карт охватывает среднемасштабные геологические карты, имеющие масштабы 1 : 100 000 и 1 : 200 000. Геологическая карта масштаба 1 : 200 000 покрывает всю территорию СССР и составлена в листах международной разграфки. Третью группу образуют крупномасштабные геологические карты, имеющие масштабы 1 : 50 000 и 1 : 25 000, составляемые для горнопромышленных областей и районов. К последней группе относят детальные геологические карты, которые составляются для районов распространения тех или иных полезных ископаемых (например, угля, нефти, железа и др.), а также для районов, охватывающих какое-либо одно месторождение или его часть. Масштабы этих карт 1 : 25 000 и крупнее.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА

В основе составления геологических карт лежат **литолого-стратиграфический** и **структурный** принципы. В соответствии с ними все горные породы рассматриваются с учетом условий и времени происхождения, последующего преобразования и взаимных связей в пространстве. При геологическом картировании, т. е. при составлении геологических карт, необходимо прежде всего знать возрастную (геохронологическую) последовательность пород, участвующих в строении изучаемого района. В связи с этим важнейшей задачей является **определение относительного возраста** горных пород, т. е. установление того, какие породы образовались раньше, а какие позднее и к какой геохронологической единице они относятся.

Среди существующих методов определения относительного возраста наиболее распространенными являются стратиграфический, петрографический и палеонтологический.

Стратиграфический метод (от латинского «стратум» — слой) заключается в изучении взаимоотношений слоев друг с другом, прослеживании горизонтов и комплексов слоев на площади и установлении последовательности их образования во времени. Обычно в природе осадки накапливаются слоями, последовательно лежащими

мися друг на друга, поэтому нижний слой является более древним, чем расположенные над ним слои. Это правило справедливо для ненарушенного (первичного) залегания слоев (т. е. залегания, сформировавшегося в процессе осадконакопления). Однако первичное залегание может быть изменено последующими тектоническими движениями: слои оказываются смятыми в складки, разорванными или перемещенными относительно друг друга. Кроме того, слои часто не прослеживаются на большие расстояния, а обнажаются на поверхности только на небольших участках. В таких случаях определить относительный возраст стратиграфическим методом очень трудно или невозможно, поэтому используется **литологический** или **петрографический** метод, основанный на сравнении горных пород по их составу и особенностям строения.

Наиболее надежным методом определения относительного возраста является **палеонтологический**, заключающийся в изучении остатков животных организмов (фауны) и растений (флоры) в породах. Обнаружение одинаковых палеонтологических остатков в породах на участках, даже значительно удаленных друг от друга, позволяет установить их одновозрастность независимо от состава и условий залегания слоев.

При решении задач по расчленению и сопоставлению отложений в настоящее время все в более широком масштабе применяются **определения абсолютного возраста пород**, т. е. возраста в абсолютных (физических) единицах времени — годах, тысячелетиях, миллионах лет, радиоактивными методами, основанными на изучении природной радиоактивности минералов. Из них в последнее время широкое применение получили свинцовый, гелиевый, аргоновый, стронциевый и углеродный методы, позволяющие определять абсолютный возраст как магматических, так и осадочных и метаморфических горных пород.

К настоящему времени создана единая геохронологическая шкала, отражающая историю развития земной коры. В геохронологической шкале приняты следующие временные и соответствующие им стратиграфические подразделения:

Подразделения по времени
(геохронологические)

Эра
Период
Эпоха
Век

Подразделения по возрасту отложений
(стратиграфические)

Группа
Система
Отдел
Ярус

Наиболее крупной возрастной (по времени) единицей геохронологической шкалы является эра. В настоящее время принято геологическую историю земной коры делить на пять эр: архейскую, протерозойскую, палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую. Породы, образовавшиеся в течение эры, составляют группу. Группы разделяются на подгруппы. Эра делится на периоды. Толщи пород, образовавшиеся в течение одного периода, составляют систему, эпохе

Геохронологическая таблица

Возрастная граница, млн. лет	Эра (группа)	Подгруппа	Период (система)	Эпоха (отдел)	Цветовое обозначение		
1,5—2	Кайнозойская KZ		Четвертичный (четвертичная) Q	Современная (современный) — QIV	Желто-ватосерый		
				Позднечетвертичная (верхнечетвертичный) — QIII			
				Среднечетвертичная (среднечетвертичный) — QII			
				Раннечетвертичная (нижнечетвертичный) — QI			
23				Неогеновый (неогеновая) N	Поздненеогеновая или плиоценовая (плиоценовый) — N ₂	Желтый	
					Ранненеогеновая или миоценовая (миоценовый) — N ₁		
67					Палеогеновый (палеогеновая) P	Позднепалеогеновая или олигоценовая (олигоценовый) — P ₃	Оранжево-желтый
						Среднепалеогеновая или эоценовая (эоценовый) — P ₂	
						Раннепалеогеновая или палеоценовая (палеоценовый) — P ₁	
132				Мезозойская MZ	Меловой (меловая) K	Позднемеловая (верхнемеловой) — K ₂	Зеленый
	Раннемеловая (нижнемеловой) — K ₁						
195		Юрский (юрская) J	Позднеюрская (верхнеюрский) — J ₃		Синий		
			Среднеюрская (среднеюрский) — J ₂				
			Раннеюрская (нижнеюрский) — J ₁				

Возрастная граница, млн. лет	Эра (группа)	Подгруппа	Период (система)	Эпоха (отдел)	Цветовое обозначение
235	Мезозойская MZ		Триасовый (триасовая) Т	Позднетриасовая (верхнетриасовый) — Т ₃	Фиолетовый
				Среднетриасовая (среднетриасовый) — Т ₂	
				Раннетриасовая (нижнетриасовый) — Т ₁	
280	Палеозойская PZ	Верхний палеозой PZ ₃	Пермский (пермская) Р	Позднепермская (верхнепермский) — Р ₂	Оранжево-коричневый
				Раннепермская (нижнепермский) — Р ₁	
345		Средний палеозой PZ ₂	Каменноугольный (каменноугольная) С	Позднекаменноугольная (верхнекаменноугольный) — С ₃	Серый
				Среднекаменноугольная (среднекаменноугольный) — С ₂	
				Раннекаменноугольная (нижнекаменноугольный) — С ₁	
400			Девонский (девонская) D	Позднедевонская (верхнедевонский) — D ₃	Коричневый
				Среднедевонская (среднедевонский) — D ₂	
				Раннедевонская (нижнедевонский) — D ₁	
435			Силурийский (силурийская) S	Позднесилурийская (верхнесилурийский) — S ₂	Серо-зеленый (светлый)
				Раннесилурийская (нижнесилурийский) — S ₁	
490		Нижний палеозой PZ ₁	Ордовикский (ордовикская) O	Позднеордовикская (верхнеордовикский) — O ₃	Оливковый
				Среднеордовикская (среднеордовикский) — O ₂	
				Раннеордовикская (нижнеордовикский) — O ₁	

Возрастная граница, млн. лет	Эра (группа)	Подгруппа	Период (система)	Эпоха (отдел)	Цветовое обозначение
570	Палеозойская PZ		Кембрийский (кембрийская) Є	Позднекембрийская (верхнекембрийский) — Є ₃	Сине-зеленый (темный)
				Среднекембрийская (среднекембрийский) — Є ₂	
				Раннекембрийская (нижнекембрийский) — Є ₁	
670	Протерозойская PR	Верхний протерозой PR ₂	Венд Рифей		Розовый
1650					
2600		Нижний протерозой PR ₁			
	Архейская AR				Сиреневорозовый

Примечания: 1. Палеогеновая и неогеновая системы ранее объединялись в третичную систему.

2. До 1970 г. существовало иное обозначение некоторых периодов: палеоген имел индекс Pg; мел Cg; кембрий Cm; группы (эры) обозначались: кайнозойской Kz; мезозой Mz; палеозой Pz; протерозой Pt; архей A.

3. Докембрий, т. е. архей и протерозой, объединяют в криптозой (скрытый), а палеозой, мезозой и кайнозой — в фанерозой (явный).

4. В 1978 г. Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) утверждено самое крупное геохронологическое подразделение «эон», в геохронологической шкале эону соответствует зонотема. МСК утверждены зоны: архей, протерозой, фанерозой.

5. До 1978 г. в протерозойской группе выделяли три подгруппы: нижнепротерозойскую (PR₁), среднепротерозойскую (PR₂), верхнепротерозойскую (PR₃).

6. Существует деление палеозойской группы также на две подгруппы: нижний палеозой (PZ₁) включает кембрий, ордовик и силур и верхний палеозой (PZ₂), объединяющий девон, карбон, пермь.

соответствует отдел, а веку — ярус. Более детально геохронологическая шкала дана в табл. 8. В первой графе табл. 8 указан абсолютный возраст (в млн. лет), в следующих графах даны геохронологические и соответствующие им стратиграфические подразделения, в последней колонке указана условная возрастная окраска пород, применяемая при их изображении на геологических картах и разрезах.

На геологических картах употребляются деления и наименования стратиграфических подразделений: группы, системы, отделы, ярусы. Не следует смешивать подразделения стратиграфические и геохронологические. Например, нельзя сказать, что «человек появился в четвертичной системе». Правильным будет выражение: «человек появился в четвертичном периоде». Нельзя говорить: «породы каменноугольного периода», надо: «породы каменноугольной системы». Временные подразделения, соответствующие нижнему, среднему и верхнему отделам какой-либо системы, следует именовать как ранняя, средняя, поздняя эпохи (например, раннеюрская эпоха или ранняя юра и т. д.). Нельзя говорить: «нижнеюрская или верхнеюрская эпоха», так как время не бывает нижним и верхним. Деление на нижнее, среднее и верхнее — чисто стратиграфическое, относящееся к последовательности наслоения, образования пород и употребляемое на колонках, разрезах и картах. Например, для раннеюрской эпохи на карте указывается нижний отдел юрской системы.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ НА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ

Для указания состава, времени формирования и условий залегания горных пород на геологических картах применяются особые условные знаки, которые могут быть цветовыми, буквенными, цифровыми или наносятся в виде различных штрихов. Условные знаки разрабатывались на протяжении длительного времени, они отражают работу как отечественных, так и зарубежных геологов.

Цветовые знаки применяются для обозначения возраста осадочных и вулканических пород, а также состава интрузивных и новейших (неогеновых и четвертичных) вулканических пород. Каждая система обозначается определенным цветом и буквенным индексом (см. табл. 8). Более дробные подразделения (отдел, ярус) закрашивают цветом соответствующей системы. При этом более древние подразделения имеют темный тон соответствующего цвета, а более молодые — светлый тон того же цвета. Например, отложения нижнего отдела меловой системы закрашиваются зеленым цветом, а верхнего отдела меловой системы — более светлым тоном того же зеленого цвета. Интенсивность раскраски древних подразделений подбирают так, чтобы на карте легко читалась топографическая

Таблица 9

Породы	Состав	Цвет
Интрузивные	Кислые Щелочные Средние Основные Ультраосновные	Красный Красновато-оранжевый Зеленый Синий Фиолетовый
Новейшие эффузивные	Кислые Средние и основные	Оранжевый Зеленый

основа. Для раскраски магматических пород применяются следующие цвета (табл. 9).

Буквенными и цифровыми обозначениями (индексами) указывается возраст, а для интрузивных и вулканических пород и состав.

В составлении индекса существуют определенные правила. Вначале ставится латинизированное название системы в виде одной заглавной (первой буквы слова): например каменноугольная система — С.

Отдел обозначается арабской цифрой, помещенной справа внизу у индекса системы: например нижний отдел каменноугольной системы — C_{1t_2} . Далее следует индекс яруса, составленный из одной или двух начальных строчных букв латинизированного названия яруса C_{1t} : части яруса (подъяруса) указываются арабскими цифрами C_{1t_2} . Обозначение систем и отделов приведено в табл. 8.

Нередко возникает необходимость введения, помимо общепринятых стратиграфических подразделений, вспомогательных (местных) подразделений, которые должны быть обязательно увязаны с подразделениями общепринятой шкалы. Наиболее обычными из них являются серии и свиты. Индексы местных подразделений образуются из двух латинских букв: первой и ближайшей согласной буквы названия. Указанные индексы, написанные курсивом, присоединяются справа к индексу группы, системы, отдела; например, индекс кизильской свиты нижнего карбона визейского яруса будет выглядеть следующим образом: $C_{1v}kz$.

Следует подчеркнуть, что индекс может быть составлен из одного или нескольких стратиграфических подразделений, однако в нем обязательно должно присутствовать обозначение системы. В том случае, когда появляется необходимость указать в одном стратиграфическом подразделении присутствие двух систем, отделов или ярусов, индекс составляется посредством знака плюс (+) или тире (—). Плюс ставится в том случае, если объединяются полностью два соседних подразделения (например, $C+P$), когда же объединяются части систем, применяется знак тире (например, J_3-K); причем на первом месте всегда указывается индекс более древнего подразделения. Для обозначения генезиса осадочных горных пород применяются строчные латинские буквы: *m* — морские, *g* — ледниковые, *f* — флювиогляциальные, *a* — аллювиальные и т. д. Ставятся эти буквы перед обозначением системы: например aQ_{IV} — аллювиальные современные отложения.

При чтении индекса следует соблюдать определенный порядок — от более крупного подразделения последовательно к более мелкому: например, индекс C_{1t_1} будет читаться так: «цэ» — один, «тэ» — один.

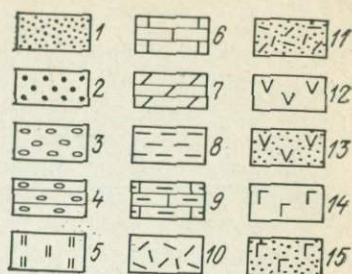
Индексация магматических пород по вещественному составу производится с помощью следующих прописных и строчных букв греческого алфавита:

Интрузивные породы

Граниты γ (гамма малая)
Диориты δ (дельта малая)

Рис. 33. Штриховые условные знаки:

1 — пески; 2 — песчаники; 3 — галечники; 4 — конгломераты; 5 — кремнистые породы (яшмы, опоки, диатомиты); 6 — известняки; 7 — доломиты; 8 — глины; 9 — мергели; 10 — лавы кислого состава; 11 — туфы кислого состава; 12 — лавы среднего состава; 13 — туфы среднего состава; 14 — лавы основного состава; 15 — туфы основного состава



Сиениты ξ (кси малая)

Габбро ν (ни малая)

Пироксениты, перидотиты, дуниты σ (сигма малая)

Нефелиновые сиениты ϵ (эпсилон)

Эффузивные породы

Липариты λ (лямбда малая)

Кварцевые порфиры λ' (лямбда малая прим)

Трахиты τ (тау малая)

Андезиты α (альфа малая)

Андезитовые порфириты α' (альфа малая прим)

Базальты β (бета малая)

Диабазы β' (бета малая прим)

Для указания возраста магматических пород рядом с индексом состава ставится возрастная индекс: например γC_3 — верхнекаменноугольные граниты. Таким же образом индексируются и вулканические породы, например βN_2 — базальты верхнеэоценового возраста.

Штриховые обозначения применяются обычно на геологических картах, разрезах и стратиграфических колонках, выполненных каким-либо одним цветом, например черным. Наиболее употребительные штриховые знаки приведены на рис. 33.

Геологические границы на картах изображаются различными знаками. Установленные геологические границы даются сплошными тонкими черными линиями, предполагаемые — пунктиром (прерывистыми линиями), границы между различными по составу, но разновозрастными породами (фациальные) — точечными (пунктирными) линиями.

МОЩНОСТЬ СЛОЯ

С л о е м называется более или менее однородный, первично обособленный осадок (или горная порода), ограниченный поверхностями наслоения. Помимо термина «слой», в практике употребляется термин «п л а с т». Термин «пласт» применяется чаще по отношению к полезным ископаемым, например: к углю, известняку, гематиту и т. д. Пласт может заключать в себе несколько слоев. Однородность слоев может быть выражена в составе, окраске, текстурных признаках, присутствии одинаковых включений или окаменелостей. Когда говорят о слоистых толщах, подразумевают чередование слоев. Переход от одного слоя к другому может быть резким

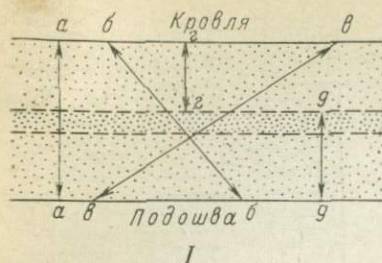
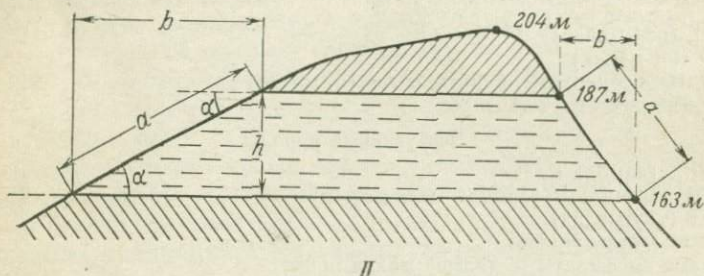


Рис. 34. Мощность слоя и ее определение: I — различные виды мощности слоя (пласта): *aa* — истинная мощность, *bb*, *вв* — видимая мощность, *гг*, *дд* — неполная мощность; II — определение мощности горизонтально залегающего слоя; *h* — истинная мощность, *a* — видимая мощность; *b* — ширина выхода слоя, α — угол наклона рельефа. Цифры — абсолютные отметки поверхности рельефа



II

или постепенным. В последнем случае переход слоя к ниже- или выше-лежащему происходит при постепенном изменении состава осадка или породы. Поверхности, разграничивающие слои или пласты, обычно бывают неровными. Они носят название **поверхностей на-слоения**. Верхняя из них называется **кровлей слоя**, а нижняя — **подошвой**. Расстояние между кровлей и подошвой слоя (или пласта) характеризует его мощность.

Различают три вида мощностей: истинную, видимую и неполную (рис. 34). **Истинной мощностью** называется кратчайшее расстояние между кровлей и подошвой (*h*). Кратчайшее расстояние между кровлей и подошвой по склону в рельефе — это **видимая мощность** (*a*). Если измеряют расстояние от кровли или подошвы слоя (или пласта) до любой поверхности, находящейся внутри слоя (или пласта), говорят о **неполной его мощности**. Очень редко удается замерить истинную мощность непосредственно в обнажении. В огромном большинстве случаев мы наблюдаем видимую мощность, а истинную мощность приходится вычислять. При горизонтальном залегании и выровненном рельефе земной поверхности для определения мощности пород проводятся выработки или бурятся скважины. Если рельеф неровный, то истинную мощность горизонтального слоя можно получить путем вычисления (рис. 34, II). Установив тем или иным способом абсолютные отметки кровли и подошвы, вычисляют разность между ними, которая и будет составлять истинную мощность. Например, $h = 187 \text{ м} - 163 \text{ м} = 24 \text{ м}$. Можно определить также истинную мощность, измерив предварительно видимую мощность *a* (расстояние по склону между кровлей и подошвой) и угол α наклона рельефа по формуле $h = a \cdot \sin \alpha$. Кратчайшее расстояние между кровлей и подошвой слоя на геологической карте называется **шириной выхода слоя б**.

НЕСОГЛАСИЯ

Возможны два случая соотношения слоистых толщ. В первом из них каждая вышележащая толща, без каких-либо следов перерыва в накоплении осадков, налегает на подстилающие породы, образуя **согласное залегание** слоев. Во втором случае между вышележащей и подстилающей ее толщами стратиграфическая последовательность прерывается, образуя **стратиграфическое несогласие**. Перерыв в осадконакоплении может быть различным: и очень длительным, и очень небольшим. Выпадение тех или иных пород из разреза обычно связывается с прекращением осадкообразования, вызываемого положительными движениями земной коры или подводными течениями.

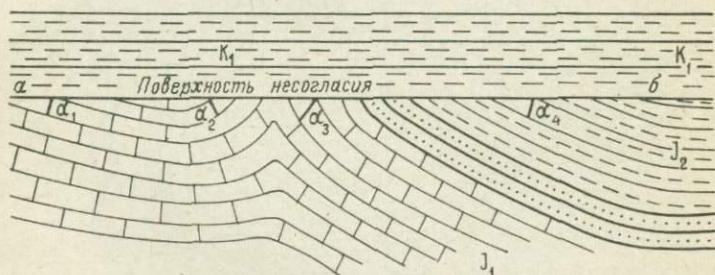


Рис. 35. Изменение величины углового несогласия в различных частях складки:
 $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \alpha_4$ — углы несогласия; $аб$ — поверхность несогласия

ями, при которых наступает разрушение и размыв ранее образовавшихся пород или осадки просто не образуются. Стратиграфические несогласия по ряду признаков могут быть разделены на несколько различных видов. Особенно важны угловые несогласия, выражающиеся в том, что поверхность несогласия срезает под углом различные горизонты относительно более древней толщи и располагается более или менее параллельно слоям верхней молодой толщи. Этот признак является одним из наиболее важных для установления углового несогласия. При угловом несогласии как верхняя, так и нижняя толщи, разделенные поверхностью несогласия, залегают различно. Перекрывающая более молодая по возрасту толща имеет обычно меньшие углы наклона или даже горизонтальное залегание, но нередко она почти параллельна по отношению к более древней толще. Важное значение имеет **угол несогласия**, составленный поверхностями наложения нижней и верхней несогласно залегающих толщ (рис. 35). В том случае, если угол несогласия меньше 30° , говорят о слабом угловом несогласии; если угол больше 30° , угловое несогласие называется резким. При этом следует иметь в виду, что угол несогласия не остается неизменным. Особенно резко угол несогласия может меняться в том случае, если нижняя, более древняя толща смята в складки.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОЛОНКИ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ

Средне-, крупномасштабные и детальные геологические карты обычно сопровождаются стратиграфической колонкой и разрезами.

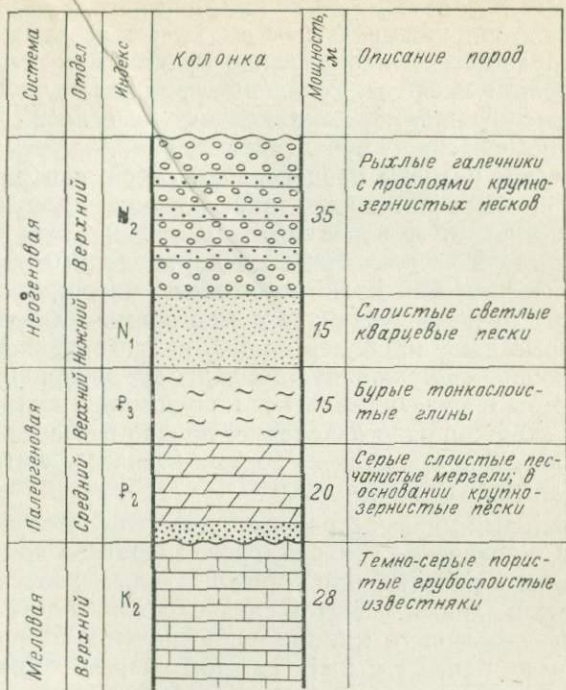


Рис. 37. Стратиграфическая колонка

Взаимоотношения в залегании четвертичных отложений обычно показываются на отдельной схеме у геологической карты

На стратиграфической колонке в возрастной последовательности снизу вверх от древних к молодым условной штриховкой нанесены дочетвертичные осадочные, вулканические и метаморфические породы, развитые на территории, изображенной на карте (рис. 36, 37). Интрузивные породы на колонке не изображаются. Породы на колонке расчленяются в соответствии с выделяемыми на карте стратиграфическими подразделениями. Слева от колонки указываются возраст пород (система, отдел, ярус) и индекс; справа — мощность (в метрах), характеристик пород. В этой же графе указываются все более мелкие стратиграфические подразделения, имеющиеся на карте (серии, свиты и т. д.), и встреченные в слоях окаменелости. Масштабы для построения колонок в зависимости от мощности по-

род могут быть различными. Общая их высота не должна превышать 40—50 см, ширина граф 1—4 см. При колебаниях мощности в колонке изображается максимальное ее значение и цифрами указываются крайние пределы. Согласные границы на колонке изображаются прямыми линиями, параллельные несогласия — волнистыми, угловые несогласия — зубчатыми.

Геологические разрезы представляют собой изображение залегания пород на мысленно проведенной плоскости вертикального сечения земной коры от ее поверхности на ту или иную глубину. Они могут составляться по геологической карте, данным буровых скважин, геофизическим или каким-либо иным материалам. На геологической карте разрезы составляются по прямым линиям в направлениях, которые дают наиболее полное представление о залегании пород, слагающих изображенную на карте территорию. При необходимости разрезы могут составляться и по ломаной линии. При наличии опорных скважин разрезы следует проводить через них. На концах линии разреза и в местах ее излома ставятся литерные буквы (русские) в алфавитном порядке.

Горизонтальный масштаб разрезов должен соответствовать масштабу карты. Увеличение вертикального масштаба допустимо только для районов с пологим или горизонтальным залеганием пород. Искажать вертикальный масштаб следует до значений, при которых мощность слоя, имеющего минимальное значение на разрезе, будет иметь ширину не менее 1 мм. На каждом разрезе должны быть показаны: гипсометрический профиль местности, линия уровня моря, шкала вертикального масштаба с делениями через 1 см (на обоих концах разреза) и буквенные обозначения, соответствующие указанному на карте. Буровые скважины показываются на разрезах черными сплошными линиями, если они попадают на линию разреза или располагаются вблизи нее, либо штриховыми линиями при проектировании их на плоскость разреза. Забой скважины ограничивается короткой горизонтальной линией в виде подсечки.

Разрезы составляются, раскрашиваются и индексируются в полном соответствии с геологической картой. Для каждого листа геологической карты обычно дается 1—3 разреза. Все геологические границы на разрезах (согласные, несогласные и др.) указываются одним знаком в виде сплошных черных тонких линий. Глубина разреза обуславливается теми данными, которыми располагает составитель. Слева на чертеже разреза располагают З, СЗ, ЮЗ и Ю, а справа — В, СВ, ЮВ и С.

Следует обратить внимание на зарамочное оформление средне-, крупномасштабных и детальных геологических карт. Обычно геологическая карта, стратиграфическая колонка и геологические разрезы монтируются на одном листе. Геологическая карта помещается на середине листа так, чтобы северная рамка карты находилась в верхней его части. Над северной рамкой карты помещается заголовок, в котором указывают название карты, район и числовой масштаб. Год составления карты располагают над северной рамкой слева. Автор — составитель карты — указывается слева под рамкой

карты. В середине под рамкой карты указываются числовой и линейный горизонтальный масштабы и сечение горизонталей (см. рис. 36). Справа от восточной рамки карты помещаются условные обозначения, а слева от западной рамки — стратиграфическая колонка. Геологические разрезы помещаются внизу под южной рамкой карты. Условные обозначения составляют в следующем порядке. Вначале указываются в стратиграфической последовательности (от молодых к древним) осадочные, вулканогенные и метаморфические породы; далее в той же возрастной последовательности размещаются условные знаки для интрузивных и жильных образований; ниже следуют все прочие условные обозначения (геологические границы, элементы залегания слоев и пр.).

ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ ЗАЛЕГАНИЕ СЛОЕВ

Горизонтальное залегание слоев характеризуется общим горизонтальным или близким к нему расположением поверхности наложения на большом пространстве. Иногда в процессе осадконакопления образующиеся слои в некоторых своих частях приобретают небольшой наклон. Такие залегающие горизонтально или местами с небольшим (не менее $1-2^\circ$) наклоном породы покрывают огромные территории европейской части СССР, Западной Сибири и других областей. При горизонтальном залегании абсолютные высоты какой-либо определенной поверхности наложения приблизительно одинаковы. Это может быть установлено следующими способами. При нанесении на топографические карты (с рельефом, изображенным с помощью горизонталей) выходов на дневную поверхность границ между слоями или слонстыми толщами эти границы совмещаются с одноименными горизонталями или располагаются между горизонталями в соответствии с абсолютной высотой, наносимой на карту границы (совпадая с одной из промежуточных горизонталей). Так как при горизонтальном залегании каждый нижележащий слой является более древним, чем его перекрывающий, то при расчлененном рельефе водоразделы слагаются наиболее молодыми слоями (из обнаженных на данном участке), а в пониженных участках (в долинах) располагаются более древние отложения. При выровненном рельефе и горизонтальном залегании один и тот же слой может слагать большие пространства поверхности Земли.

Рассмотрим пример построения геологической карты с горизонтальным залеганием пород. В распоряжении геолога для изучения участка имеется топографическая карта масштаба $1:25\,000$ с сечением рельефа горизонталями через 10 м (см. рис. 36). В наиболее высокой точке участка, для которого составляется карта, пробурена скважина, вскрывшая следующий разрез горных пород (см. рис. 36).

Слой 1. Четвертичные породы — суглинки, супесь. На глубине от нуля до 2 м .

Слой 2. Верхний неоген — рыхлые галечники с прослоями крупнозернистых песков. На глубине (интервал керна) от 2 до 37 м .

Слой 3. Нижний неоген — слоистые светлые кварцевые пески. На глубине (интервал керна) от 37 до 52 м .

Слой 4. Верхний палеоген — бурые тонкослоистые глины. На глубине (интервал керна) от 52 до 67 м.

Слой 5. Средний палеоген — серые слоистые песчанистые мергели; под мергелями залегают крупнозернистые пески с обломками темно-серых известняков. Пески лежат на размытой поверхности верхнемеловых известняков. На глубине (интервал керна) от 67 до 87 м.

Слой 6. Верхний мел — темно-серые пористые грубослоистые известняки. На глубине (интервал керна) от 87 до 115 м

Находим абсолютные отметки каждого из стратиграфических подразделений. Для этого из абсолютной высоты устья скважины, равной в нашем примере 132 м, вычтем значение глубины до подошвы стратиграфических подразделений, установленных по керну скважины. Абсолютная отметка подошвы верхнего неогена составит: $132 - 37 = 95$ м, для подошвы нижнего неогена: $132 - 52 = 80$ м, для подошвы верхнего палеогена: $132 - 67 = 65$ м, для подошвы среднего палеогена: $132 - 87 = 45$ м. Кроме перечисленных пород, на участке развиты аллювиальные отложения мощностью до 10 м, указанные на геологической карте.

Вычислив абсолютные отметки подошвы каждого из стратиграфических подразделений, нанесем границы на топографическую карту, воспользовавшись для определения положения границ высотными отметками проведенных на карте горизонталей. Границы слоев пород будут совпадать с соответствующими по высоте горизонталями. Промежуточные горизонталю следует наносить путем интерполяции. Границы между стратиграфическими подразделениями на карте согласные; исключение составляет граница несогласного налегания отложений среднего палеогена на верхнемеловые известняки. Все границы проводим сплошными тонкими черными линиями. Нанесем на карту штриховые условные обозначения, расставим индексы, и геологическая карта готова.

Прежде чем строить разрез, выберем его направление на геологической карте. При горизонтальном залегании пород разрез обычно направляют через самую высокую и низкую точки рельефа, так как при такой ориентировке на нем будут изображены все подразделения стратиграфического разреза, обнаженные на поверхности. Далее выбирают вертикальный масштаб. При этом придерживаются следующего правила: самый маломощный слой, изображенный на разрезе, должен иметь толщину не менее 1 мм в выбранном масштабе. В нашем примере вертикальный масштаб 1 : 5000, т. е. в 1 см — 50 м. Построение разреза начинают с вычерчивания профиля рельефа. Для этого на листе бумаги проводят несколько горизонтальных параллельных линий, расстояние между которыми должно быть равно сечению рельефа горизонталями, взятому в масштабе карты. В нашем примере горизонталю секут рельеф через 10 м, что в масштабе 1 : 5000 составит 2 мм. Линейки ограничиваются вертикальными линиями, располагающимися на расстоянии, соответствующем длине разреза. У вертикальных линеек (с обеих сторон разреза) цифрами указываются высоты, соответствующие высотам горизонталей на топографической карте, пересекаемых линией разреза. Далее измеряют на карте расстояния по линии разреза до пере-

сечения с горизонталями и переносят эти расстояния на линейки, имеющие те же высотные отметки. Полученные точки соединяют плавной кривой, которая и будет представлять собой профиль рельефа.

Вычертив кривую рельефа поверхности Земли по линии разреза, переносят на нее все точки пересечения линии разреза с геологическими границами, пользуясь для этой цели либо циркулем-измерителем, либо отдельной узкой полоской бумаги (лучше миллиметровой). Найдя точки выхода геологических границ на поверхности рельефа, проводим горизонтальные линии между стратиграфическими комплексами, помня при этом, что все геологические границы на разрезах проводятся одинаково тонкими сплошными линиями. На концах разреза ставятся буквы А и Б, а на самом разрезе — индексы и наносится условная штриховка для пород. Рассмотренный пример построения разреза приведен на рис. 36.

ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ

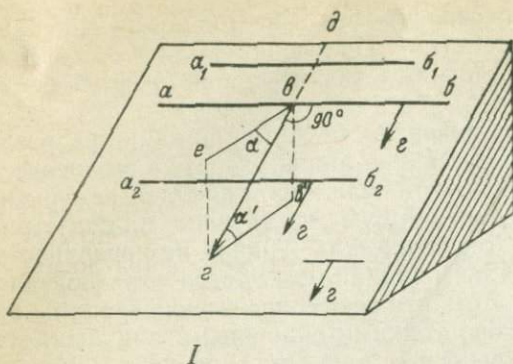
Все формы тектонических нарушений первоначального залегания горных пород делятся на три типа: **наклонное**, **складчатое** или так называемое **пликативное**, характерное изгибами слоев без разрыва их сплошности, и **разрывное**, **дизъюнктивное**, в котором слои или массивы пород в результате образования в них разрывов теряют свою сплошность. Нередко типы тектонических нарушений сочетаются и наклонные, или складчатые, формы тогда осложняются разрывными нарушениями.

НАКЛОННОЕ ЗАЛЕГАНИЕ

Простейшим видом тектонических нарушений является наклонное залегание слоев, частным случаем которого может быть моноклинальное залегание. Моноклинально залегающими называются слои в пределах некоторого участка, наклоненные строго в одну сторону и имеющие постоянный угол падения. Если такое залегание наблюдается на значительном протяжении, говорят о моноклиналии, т. е. выделяют его в самостоятельную тектоническую структуру. В качестве примера можно привести залегание меловых и палеогеновых отложений Северного Кавказа, где слои наклонены на север — северо-восток с углами падения, достигающими 10° и более.

ЭЛЕМЕНТЫ ЗАЛЕГАНИЯ СЛОЯ

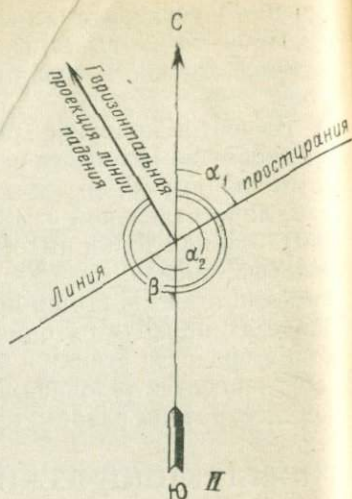
Для точной характеристики геологической структуры необходимо иметь представление о залегании слоев, т. е. положении их в пространстве относительно стран света и горизонтальной поверхности Земли. С этой целью введено понятие об элементах залегания слоя (или любой наклонной плоскости: сброса, надвига, стенки трещины, жил, поверхности интрузивного тела и т. д.), которыми являются простирание, падение и угол падения.



I

Рис. 38. Элементы залегания слоя:

I — элементы залегания слоя; II — соотношение элементов залегания слоя в плане



Ю II

Простира́ние — это протяженность слоя на горизонтальной поверхности Земли. Простира́ние слоя определяется ориентировкой его линии простира́ния, т. е. азимутом простира́ния слоя.

Линия простира́ния слоя — любая горизонтальная линия, лежащая в плоскости наслоения, т. е. линия пересечения подошвы или кровли слоя с горизонтальной плоскостью. Таких линий в плоскости слоя можно провести несколько; отличаются они абсолютными высотными отметками (рис. 38, I, линии ab , a_1b_1 , a_2b_2).

В тех случаях, когда слой плоский, линия простира́ния представляет собой прямую линию. Если слой изгибается по простира́нию, то соответственно будет изгибаться и линия простира́ния. В этом случае простира́ние в каждой точке будет разным, оно может быть измерено по касательной, проведенной в точке радиуса перегиба ее.

Азимут линии простира́ния (или просто азимут простира́ния) — это горизонтальный угол, отсчитываемый от северного направления географического меридиана по ходу часовой стрелки до линии простира́ния. Азимут простира́ния может меняться от 0 до 360°. Так как линия простира́ния, как и любая линия, имеет два взаимно противоположных направления, то и азимут простира́ния может быть выражен двумя значениями, отличающимися на 180° (рис. 38, II, α_1 и α_2).

Падение слоя определяется двумя показателями: направлением падения и углом падения. Направление падения слоя (или любой плоскости) характеризуется ориентировкой его наклона по отношению к странам света и определяется азимутом линии падения.

Линия падения слоя (рис. 38, I, линия vg) — это линия наибольшего наклона подошвы или кровли слоя (линия наибольшего ската), перпендикулярная к линии простира́ния, лежащая на плоскости наслоения и направленная в сторону ее наклона. Из определений следует, что в плоскости выдержанно падающего слоя

можно провести произвольное число линий простирания и падения, но все линии простирания будут параллельны между собой; параллельны между собой и все линии падения.

Другая линия, лежащая в плоскости наложения и перпендикулярная к линии простирания, но направленная вверх, в сторону, обратную линии падения, — линия восстания слоя (рис. 38, I, линия **вд**).

Азимут линии падения (или просто азимут падения) — это правый векторный горизонтальный угол, отсчитываемый от северного направления географического меридиана до проекции линии падения на горизонтальную плоскость (рис. 38, II, угол β). Азимут падения может меняться в зависимости от положения слоя в пределах от 0 до 360° и иметь в отличие от простирания только одно значение.

Так как линии простирания и падения взаимно перпендикулярны, то азимуты их отличаются на 90° . Следовательно, определив азимут падения, можно вычислить азимут простирания, вычитая или прибавляя 90° к значению азимута падения. Нельзя проделать обратную операцию — из простирания получить азимут падения. Если для простирания безразлично, по какому концу линии мы будем его ориентировать, т. е. разница в азимуте на 180° не изменяет положения в пространстве линии простирания, то для направления падения это не безразлично. Ошибиться на 180° здесь недопустимо, так как это будет направление, обратное падению слоя.

Для полной характеристики залегания слоя необходимо определять также угол наклона по отношению к горизонтальной поверхности, т. е. угол падения.

Угол падения — это двугранный угол между плоскостью наложения и горизонтальной плоскостью или вертикальный угол (рис. 38, I, угол α) между линией падения (**вг**) и ее проекцией (**ве**) на горизонтальную плоскость. Угол падения может изменяться в пределах от 0 до 90° . При опрокинутом залегании слоев угол падения все равно составляет линией падения и ее проекцией на горизонтальную плоскость и не может превышать 90° .

Горный компас

При геологической съемке элементы залегания слоя измеряются горным компасом (рис. 39). Горный компас состоит из магнитной стрелки **5** и большого лимба (круга) **2**, необходимых для замеров азимутов, а также из клинометра **3** и полулимба **8** для замеров угла падения слоя. Горный компас монтируется на прямоугольной пластинке **1**, имеющей длину 9—11 см и ширину 7—8 см. В середине пластинки прикреплен лимб, разделенный на 360° . Градуировка лимба произведена против часовой стрелки. Лимб устанавливается таким образом, чтобы линия, соединяющая север—юг, была параллельна длинной стороне пластинки компаса. В центре лимба в пластинку ввертывается игла, на которую насажена магнитная стрелка. В стрелку в медной оправе вделана втулка из твер-

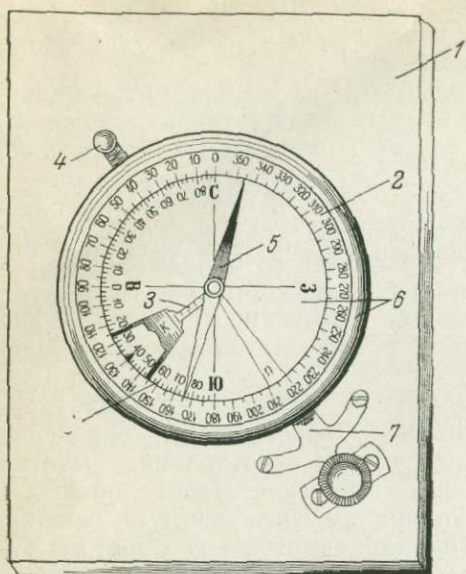


Рис. 39. Горный компас:

1 — пластинка; 2 — лимб; 3 — клинометр; 4 — винт, закрепляющий клинометр; 5 — стрелка; 6 — стекло, укрепленное кольцевой пружиной; 7 — арретир; 8 — полулимб

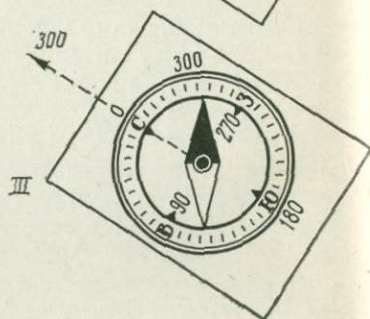
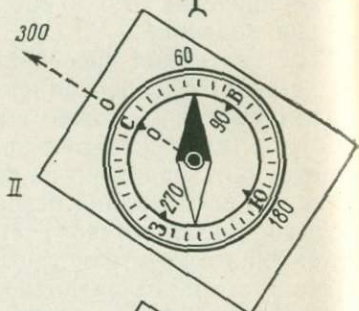
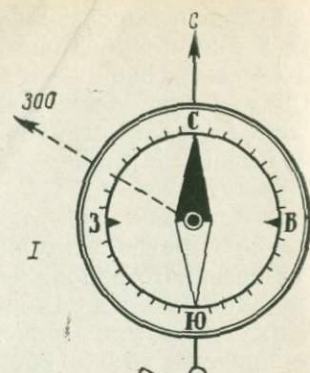


Рис. 40. Замеры азимута обыкновенными компасами с круглым (I) и прямоугольным (II) основаниями и горным компасом (III)

дого минерала (агата или рубина). Втулка сообщает стрелке свободное вращение на игле. Хорошо намагниченная и правильно отрегулированная стрелка быстро успокаивается и принимает горизонтальное неподвижное положение, обращая северным концом к северному магнитному полюсу. Северный конец стрелки покрыт черной или синей краской. Под стрелкой на иглу надевается просторное кольцо, укрепленное на конце рычага (арретира) 7, которым можно поднимать магнитную стрелку с иглы и закреплять ее в «нерабочем» положении, прижимая к стеклу компаса для того, чтобы конец иглы не изнашивался.

Шкала полулимба градуируется на пластинке компаса и представляет собой половину окружности, на которой нанесены деления от 0 до 90° в обе стороны, т. е. соответственно возможному изменению

углов падения слоя. Начало счета делений (нуль) расположено против середины длинной стороны пластинки компаса, а концы (90°) — против С и Ю большого лимба. Для отсчетов углов падения служит клинометр (отвес), надетый на иглу ниже кольца, поддерживающего стрелку компаса. В нижней, расширенной части отвеса прорезано окошечко, внизу которого выступает короткий заостренный зубец, расположенный точно по оси отвеса. При вертикальном положении компаса и совмещении его длинной стороны с горизонтом зубец отвеса укажет 0° ; при вертикальном направлении длинной стороны компаса — 90° . Точность замера угла падения компасом, снабженным клинометром, колеблется от 1 до 3° . Закрепление отвеса производится рычажком 4. Коробка лимба покрывается стеклом, укрепленным кольцевой пружиной 6.

Градуировка большого лимба против часовой стрелки и соответственная перестановка стран света сделаны из соображений ускорения и упрощения производства замеров азимутов. Любое заданное направление обычным компасом определяется при совмещении севера лимба с северным концом магнитной стрелки. Горный же компас дает возможность непосредственно определить направление линии, с которой при измерениях совмещается длинная сторона компаса. Таким образом, здесь с линией С—Ю компаса совмещается не меридиан, а любая другая линия, азимут которой требуется определить. Допустим, что направление линии, которую мы должны определить, СЗ 300° . Работая обыкновенным компасом, совмещаем С лимба с северным концом стрелки (рис. 40, I). Визируя на заданный предмет, видим, что определяемая линия проходит через деление СЗ 300° .

Когда же при замерах азимута этой линии совместили с ней длинную сторону компаса (деления нанесены на лимбе по ходу часовой стрелки), северный конец стрелки покажет отсчет СВ 60° (рис. 40, II), что не соответствует действительному азимуту. Истинное направление линии в этом случае надо вычислять. Приложим к линии того же направления длинную сторону горного компаса, лимб которого градуирован против часовой стрелки (рис. 40, III). Северный конец стрелки непосредственно покажет отсчет СЗ 300° , что точно соответствует заданному условию.

Из этого примера следует основное правило пользования горным компасом: при производстве замера азимута заданного направления совмещают длинную сторону пластинки компаса (т. е. его линию С—Ю) с направлением измеряемой линии и берут на лимбе отсчет по северному концу магнитной стрелки компаса.

Замеры элементов залегания слоя горным компасом

Для замера элементов залегания слоя горным компасом необходимо прежде всего выбрать наиболее ровную площадку, совпадающую со слоистостью. Определить элементы залегания можно двумя способами.

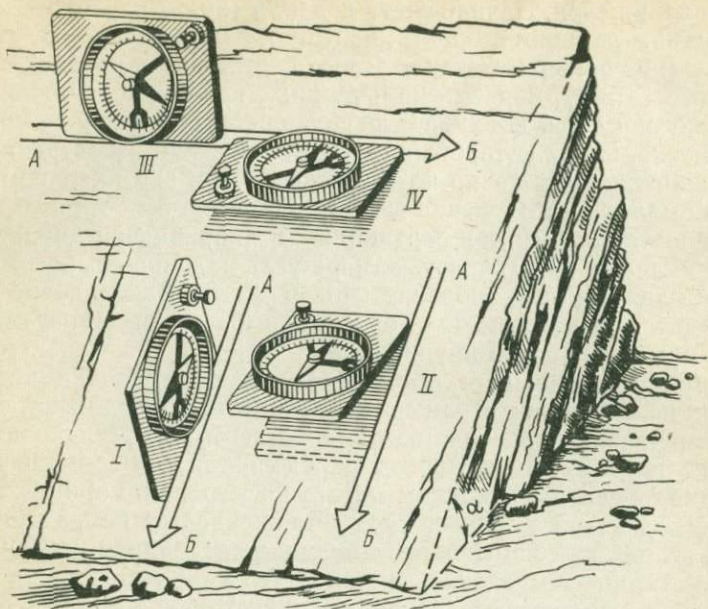


Рис. 41. Замеры элементов залегания пород горным компасом:

I — определение угла падения; *II* — определение азимута падения; *III* — нахождение линии простирания; *IV* — определение азимута линии простирания

Первый способ применяют обычно при замерах элементов залегания крутопадающего слоя. Вначале определяют положение линии падения и значение угла падения. Для этого на выбранной расчищенной плоскости слоя устанавливают горный компас вертикально, длинной стороной его на ребро, отвесом вниз. Вертикальное положение определяется по свободному качанию отвеса. Магнитная стрелка должна быть при этом закреплена (рис. 41, I). Удерживая компас в таком положении, вращают его около точки *A* по поверхности слоя. Наблюдая при вращении за показанием отвеса, замечают на полулимбе по клинометру наибольшее значение угла. Это и будет истинный угол падения слоя α . В направлении длинной стороны компаса прочерчивают или мысленно проводят на плоскости слоя прямую *AB*, которая покажет направление линии падения.

Для определения азимута падения компас поворачивают, не отрывая от линии *AB*, до совмещения основания его с плоскостью слоя. Короткая сторона компаса в этот момент покажет направление линии простирания. Вращая компас вокруг этой линии, приводят его в горизонтальное положение (рис. 41, II). Необходимо при замере азимута падения держать компас так, чтобы север лимба (северная сторона компаса) был направлен в сторону падения слоя. Затем отпускают магнитную стрелку и по северному ее концу на лимбе компаса читают значение азимута падения. Поскольку азимут простирания будет отличаться от азимута падения на 90° , то его

можно не измерять компасом, а вычислить, прибавив к величине азимута падения или отняв от нее 90° . Например, если азимут падения СВ 30° , то азимут простирания будет ЮВ 120° —СЗ 300° . Из двух отсчетов берется тот, который находится в северной половине (СЗ 300°).

Второй способ замера элементов залегания рекомендуется при пологом залегании слоя. В этом случае сначала определяют не линию падения, а линию простирания слоя. Горный компас в вертикальном положении длинной стороной ставят на поверхность слоя и, поворачивая вокруг точки А, находят такое его положение, при котором отвес показывает нуль на полулимбе (рис. 41, III). Необходимо следить за тем, чтобы компас оставался в строго вертикальном положении, длинная сторона его совпадала бы с плоскостью слоя. В этом случае длинная сторона компаса совпадает с линией простирания измеряемой плоскости слоя. В направлении простирания прочерчивают линию вдоль длинной стороны компаса (АВ). Для нахождения линии падения кладут компас основанием на поверхность слоя, совмещая короткую сторону его с линией простирания; с длинной стороной компаса в этот момент совпадает линия падения. Замер азимута падения производится вышеописанным способом (рис. 41, II). Азимут простирания вычисляется так же, как в случае крутопадающего слоя. Азимут простирания можно измерить и непосредственно, для чего с линией простирания слоя совмещают длинную сторону компаса; при этом концы стрелки покажут отсчет двух азимутов простирания слоя (рис. 41, IV). Для определения угла падения горный компас снова приводят в вертикальное положение и прикладывают длинной стороной к найденной линии падения. Значение угла падения берется по отвесу компаса.

При записи азимутов падения и простирания, кроме угла (в градусах), записывается и азимутальная четверть, в которой находится этот угол, в буквенном выражении (СВ, ЮВ, ЮЗ, СЗ). Запись элементов залегания следующая:

Аз. пад. СЗ $320 \angle 42$; аз. пр. СВ 50 .

Обозначение градусов не ставится, чтобы не спутать градус с нулем. Замеры и запись элементов залегания опрокинутых слоев производятся так же, как и нормально залегающих, только к записи добавляют, что залегание опрокинутое.

Точное определение элементов залегания достигается многократными контрольными измерениями. Для определения элементов залегания вертикально падающих слоев, даек, жил, плоскостей разрыва следует измерять только азимут простирания. С этой целью компас в горизонтальном положении прикладывают длинной стороной к плоскости слоя, жилы или другому объекту. При этом концы стрелки покажут отсчет азимута простирания слоя. Азимут падения в таком случае измерить невозможно, так как проекция линии падения на горизонтальную плоскость при вертикальном положении слоя выражается точкой. Иногда приходится измерять простирание также при неясности направления падения и угла падения. Такие случаи часто встречаются в сложно дислоцированных и в то же вре-

Рис. 42. Схема, поясняющая поправку на магнитное склонение:

I — в случае восточного склонения; *II* — в случае западного склонения; α — истинный азимут; β — магнитный азимут; γ — магнитное склонение

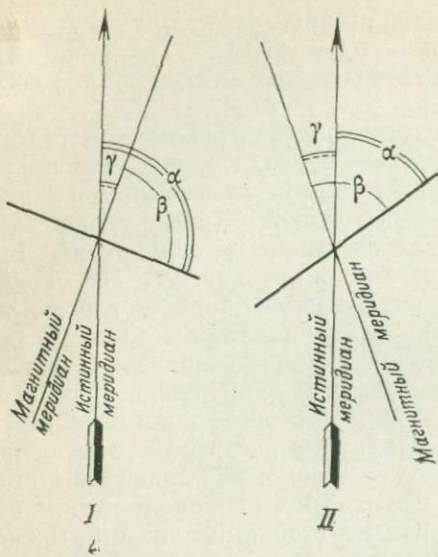


Рис. 43. Условные знаки для изображения элементов залегания на геологической карте:

I — горизонтальное залегание; *II* — нормальное, *III* — опрокинутое; *IV* — вертикальное

мя недостаточно обнаженных районах. Установив наличие вытянутой грядки слоя или линейно вытянутых глыб, проектирующих выход слоя на дневную поверхность, измерение производят, став на одном конце линии слоя и визируя на какую-либо удаленную точку противоположного ее конца. В этом случае держат компас северной стороной по направлению визируемой точки, совместив длинную сторону компаса с визируемой линией, а отсчет также берут по северному концу магнитной стрелки. Затем определяют азимутальную четверть и направление падения слоя по отношению к странам света. Данные записывают следующим образом: простирание СВ 40, падение ЮВ.

При геологических наблюдениях в некоторых случаях замеряется азимут восстания слоя. Определение его производится так же, как замер азимута падения, только отсчет азимута восстания производится по южному концу магнитной стрелки компаса. Иначе значение азимута восстания слоя можно получить, прибавив или отняв 180° от отсчета его азимута падения.

Замеренные горным компасом азимуты являются магнитными и часто значительно отличаются от истинных (географических) в силу несовпадения магнитного и географического меридианов. Для получения «истинного азимута» вводится поправка на магнитное склонение, т. е. на угол между направлением магнитного и географического меридианов. Для каждой части земного шара величина магнитного склонения периодически изменяется и поэтому вычисляет-

ся, публикуется в специальных таблицах и указывается на деталь-ных картах. Склонение магнитной стрелки бывает восточным и за-падным, а величина его колеблется от незначительных долей граду-са до 10—13° и более. Введение поправок производится следующим образом: величина восточного склонения прибавляется к величине произведенного замера, а западного — вычитается из нее. Напри-мер, склонение γ — В 7°; замер магнитного азимута β — ЮВ 100°; истинный азимут $\alpha = \beta + \gamma = 100^\circ + 7^\circ = \text{ЮВ } 107^\circ$ (рис. 42, I). Склонение γ — 310°; замеренный азимут СВ 80°; истинный азимут $\alpha = \beta - \gamma = 80^\circ - 10^\circ = \text{СВ } 70^\circ$ (рис. 42, II). Можно поправку на магнитное склонение внести перед работой с горным компасом, повернув лимб нулевым делением (или делением 360) по отношению к метке «се-вер» (С) на число делений, соответствующих магнитному склонению в данном районе: при восточном склонении — по ходу часовой стрелки, при западном — против хода часовой стрелки. После этого показания азимутов компасом будут истинными по отношению к географическому меридиану.

Нанесение элементов залегания слоя на карту

На рис. 43 даны изображения элементов залегания слоя на геологич-еской карте при различных условиях залегания слоев — горизон-тальном I, наклонном нормальном II, опрокинутом III и вертикаль-ном IV. При этом длинная линия значка соответствует простиранию слоя, а короткая — направлению его падения. Элементы залегания слоя можно нанести на карту как при помощи транспортира, отсчи-тывая азимут относительно истинного меридиана (этот способ очень прост и здесь не рассматривается), так и при помощи горного ком-паса.

Для нанесения элементов залегания слоя на геологическую кар-ту при помощи горного компаса необходимо прежде всего ориенти-

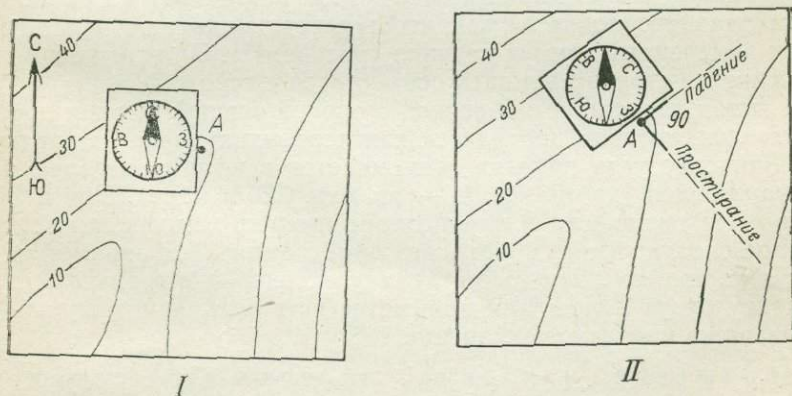


Рис. 44. Нанесение элементов залегания слоя на карту при помощи горного компаса:

I — ориентировка карты; II — нанесение линии падения и простирания (с поправкой на склонение)

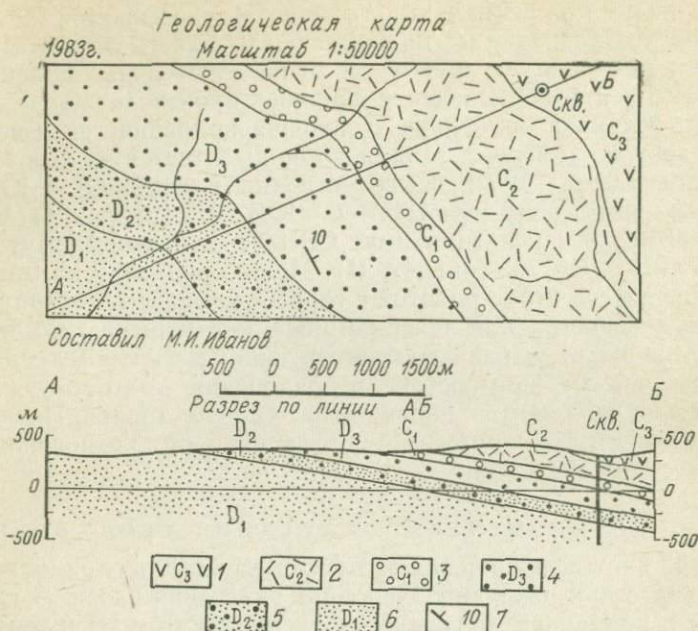


Рис. 45. Геологическая карта и геологический разрез района, сложенного наклонно залегающими слоями:

Карбон: 1 — лавовые породы среднего состава верхнего отдела; 2 — лавовые породы кислого состава среднего отдела; 3 — конгломераты нижнего отдела. Девон: 4 — галечниковые породы верхнего отдела; 5 — песчаники с галькой среднего отдела; 6 — песчаники нижнего отдела; 7 — элементы залегания слоев

ровать карту по странам света (рис. 44, I); затем, оставляя карту неподвижной, накладывают на нее компас и вращают его около точки выхода слоя (точка А) так, чтобы северный конец стрелки показывал замеренный азимут падения (рис. 44, II). При таком положении длинная сторона компаса совместится с горизонтальной проекцией линии падения, а с короткой стороной совпадет линия простирания слоя, которая проводится как перпендикуляр к линии падения. Значение угла падения записывается в углу знака элементов залегания слоя (на рис. 44, II — аз. пад. СВ 50 \angle 60). При нанесении элементов залегания на карту при помощи компаса, а не транспортира следует иметь в виду, что лимб компаса должен быть повернут на соответствующую величину склонения в градусах, иначе на карту будут наноситься данные не истинные, а магнитные, без поправок на магнитное склонение.

Изображение наклонно залегающих слоев на карте и разрезе

На геологической карте наклонно залегающие слои выглядят в виде ряда полос выходов слоев различной ширины (что зависит от мощности, угла наклона слоев и рельефа местности), в возрастной

последовательности сменяющих по падению или восстанию друг друга. При нормальном наклонном залегании слои падают в сторону расположения более молодых отложений, при опрокинутом — наоборот.

На рис. 45 приведена геологическая карта масштаба 1 : 50 000 с изображением наклонно залегающих слоев, падающих на северо-восток, что легко проверить, построив разрез по линии АБ. При нормальном залегании пород слои не могут быть наклонены на юго-запад, так как в этом случае древние отложения залежали бы на молодых породах (т. е. залегание было бы опрокинутым).

При построении линию разреза следует выбирать вкрест простирания слоев, т. е. по линии падения. В этом случае угол наклона слоев на разрезе будет истинным. Построение разреза начинается с топографического профиля. Если на карте не указаны элементы залегания, то для определения угла наклона слоев необходимо, чтобы линия разреза пересекла дважды подошву или кровлю какого-либо слоя. Соединив точки подошвы или кровли этого слоя, получим на разрезе угол его наклона. Все другие слои следует проводить согласно с падением этого слоя, сохраняя постоянную мощность, если нет данных об изменении последней. При имеющихся на карте знаках элементов залегания слоев на разрезе из точек выхода слоев на поверхность проводят границы наслоения соответственно истинному углу падения слоев, если линия разреза проходит вкрест простирания слоев.

Оформление геологического разреза с наклонным залеганием слоев производится аналогично тому, как было описано выше при построении разреза через горизонтально залегающие горные породы.

СКЛАДЧАТЫЕ НАРУШЕНИЯ

В настоящем разделе пособия мы остановимся на характеристике главных складчатых форм залегания горных пород и их выражении на геологической карте.

Складками называются изгибы слоев горных пород. Складка представляет, таким образом, изгиб слоя, который может иметь любое положение в пространстве. Изгиб слоя может быть направлен вниз, вверх и в любую сторону (см. рис. 48). Складки образуются в результате движений слоев горных пород под воздействием внешних сил. Они имеют весьма разнообразные формы и размеры. Складчатые формы возникают не только в слоистых породах: в складки могут быть смяты плоские и линзообразные тела и массивы как осадочных, так и изверженных горных пород. В большинстве случаев складчатые формы — это признак изменения первоначального горизонтального или пологонаклонного залегания горных пород и усложнения первичных более простых складок.

ЭЛЕМЕНТЫ СКЛАДОК

В каждой складчатой форме выделяются следующие ее части или элементы (рис. 46).

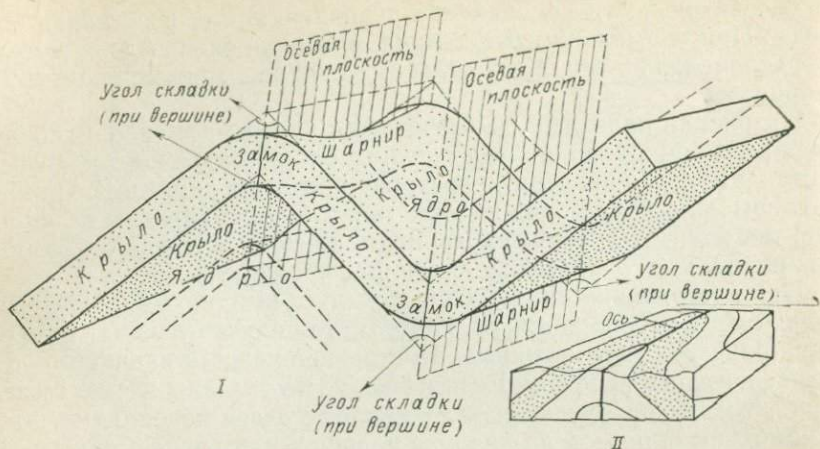


Рис. 46. Схематическое изображение двух смежных складок с указанием их элементов (I); осевая плоскость и ось складки (II)

Крылья — боковые части складки, представляющие собой две более или менее ровные, часто плоские противоположные части изогнутого слоя или тела горных пород. **Замок** — место перегиба или перехода одного крыла складки в другое — является местом смыкания крыльев складки. **Ядро** — внутренняя часть складки, заключенная между ее крыльями и замком. **Угол складки**, или угол при вершине складки, представляет собой двугранный угол, составленный продолженными до пересечения поверхностями ее крыльев. **Вершина складки** представляет собой точку максимума перегиба на поперечном сечении замка складки.

Осевая плоскость (поверхность) — плоскость или поверхность, делящая складку вдоль на две части так, что угол при вершине складки делится ею пополам. **Шарнир складки** — след от пересечения поверхности любого слоя складки осевой плоскостью (поверхностью). Шарнир складки представляет собой линию, проходящую через точки максимума перегиба поверхности одного слоя. В каждой складке можно показать столько шарниров, сколько наблюдается в ней слоев. Шарниры складок могут воздыматься, погружаться, изгибаться и разветвляться. **Ось**, или **осевая линия складки**, — линия пересечения осевой поверхности складки с горизонтальной поверхностью. Ось складки в отличие от шарнира располагается как в одном слое, так и соединяет точки максимумов перегиба тех слоев, которые пересекаются горизонтальной поверхностью (поверхностью рельефа местности).

Угол падения плоскости крыла складки с горизонтальной плоскостью как двугранный угол измеряется линейным (плоским) углом, составленным линией падения поверхности крыла с ее проекцией на горизонтальную плоскость. Угол может изменяться в пределах от 0 до 90°. В опрокинутых крыльях складок этот угол не будет превышать 90°.

ТИПЫ СКЛАДОК

Все складчатые формы делятся по расположению в них слоев горных пород на две группы: группу антиклинальных и группу синклиналиальных складок.

Антиклинальная складка характеризуется тем, что, какую бы она ни имела форму, всегда ядро ее будет слагаться относительно более древними слоями, чем крылья.

Синклиналиальная складка имеет в своем ядре относительно более молодые породы, чем на крыльях.

Определять антиклинальные складки как выпуклые или обращенные выпуклостью вверх, а синклиналиальные — как вогнутые или складки, обращенные изгибом вниз, неправильно, так как это неточно и иногда приводит к неправильным представлениям об их формах. Складки нередко имеют такое положение, когда изгиб слоев в них направлен не вниз и не вверх, а в ту или иную сторону. По одному только признаку наклона слоев на крыльях, т. е. по наклону их к ядру или от ядра, нельзя отличить антиклинальную форму от синклиналиальной. Особенно трудно решить этот вопрос в срезанных эрозией складках. На прилагаемом разрезе (рис. 47, II) показана складка, которая как будто бы направлена изгибом вниз, т. е. имеет синклиналиальную форму. На втором разрезе (рис. 47, II') можно убедиться, что это не так. Была бы совершена крупная ошибка, если бы начали бурить по оси складки с целью подсесть на глубине в ядре ее пласт каменного угля, выходящего на поверхность в виде слоя 3. Как бы глубоко ни бурили, этот слой в ядре антиклинальной (веерообразной) складки не был бы встречен. Поэтому определять форму складки надо всегда стратиграфическим способом по последовательности наслоения и возрасту пород на крыльях и в ядре складки.

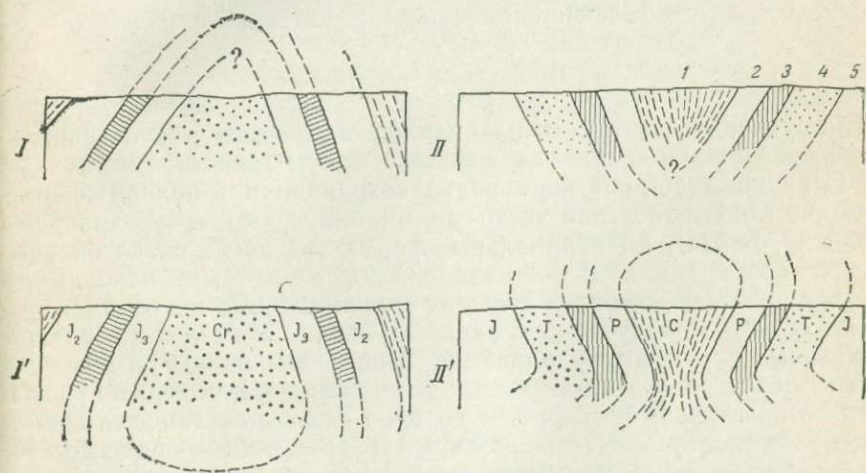
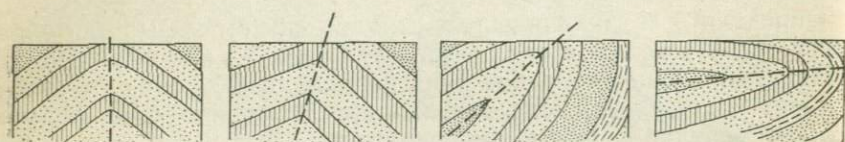
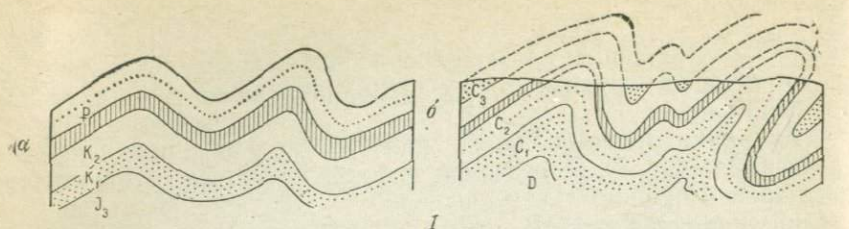


Рис. 47. Два случая неправильного изображения веерообразной складки:

I—II — неправильное, без определения возраста слоев; I' и II' — действительное, с учетом падения и возраста слоев

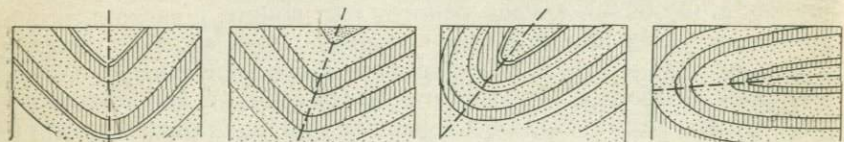


Прямые

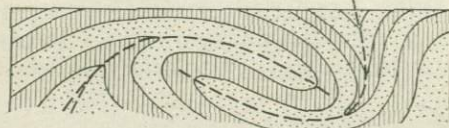
Косые

Опрокинутые

Лежачие



Перевернутая



II

Если руководствоваться только наклоном слоев, то можно и синклиналию складку принять за антиклинальную (рис. 47, I и I¹).

Складки в земной коре редко сохраняются в полной форме. Обычно в поверхностной части Земли они срезаны (эродированы) (рис. 48, I—III). Антиклинальные формы срезаны в сводовой замковой части, сложенной относительно более молодыми породами, а в ядре обнажаются более древние; синклиналии же складки бывают эродированы в боковых частях, и ядра в них, сложенные более молодыми породами, сохраняются лучше, чем породы на крыльях. Поэтому при реставрации полных форм складок необходимо учитывать относительный возраст и падение слоев в оставшихся частях складок и восстанавливать срезанные (разрушенные) части. Восстановленные — уничтоженные эрозией части складок, изображенные на разрезе пунктирными линиями, называются «воздушными» частями складок. Целесообразно показывать «воздушные» складки у срезанных форм на геологических разрезах (рис. 48, I, III). В

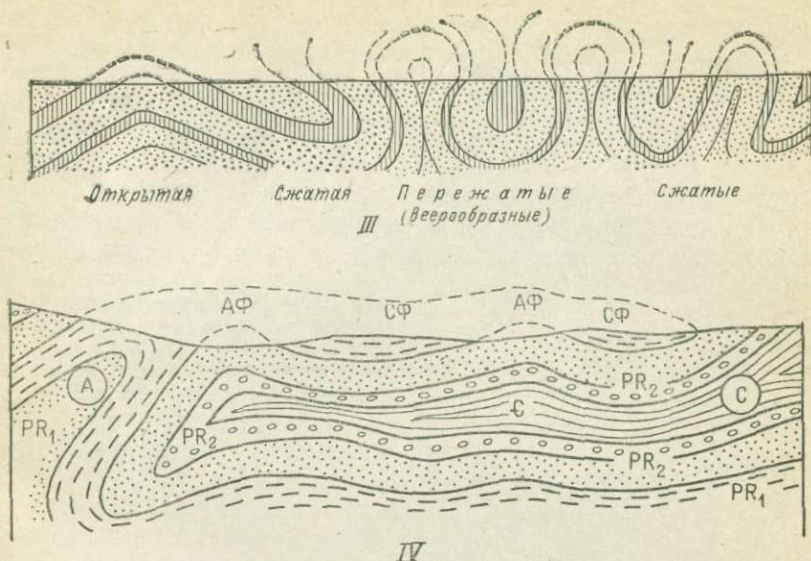


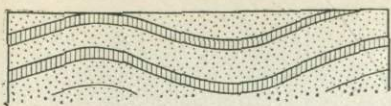
Рис. 48. Типы складок:

I — сохранившиеся неденудированные (а) и срезанные (б) складки (пунктиром показаны денудированные — «воздушные» части складок); II — типы складок по положению осевых поверхностей и падению слоев; III — типы складок по характеру сжатия ядер; IV — антиформные (АФ) и синформные складки на теле лежащих синклинали (С) и антиклинали (А)

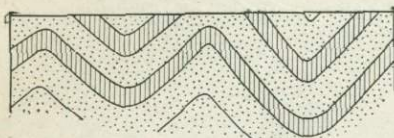
классификации типов складок учитываются полные формы, поэтому, чтобы отнести ту или иную складку по ее форме в поперечном вертикальном разрезе к определенному типу, необходимо, в случае эродированности форм, восстановить (реставрировать) срезанные ее части, показав их в виде «воздушных» надстроек.

Среди антиклинальных и синклиналильных складок морфологически выделяются весьма различные типы. Главным принципом морфологического разделения складок на типы является учет положения осевой поверхности складки по отношению к горизонтальной поверхности и к падению крыльев складки. Но, кроме того, складки делят на типы по характеру перегибов слоев в замках, по высоте, по степени сжатия и пережатия, по величине и другим признакам.

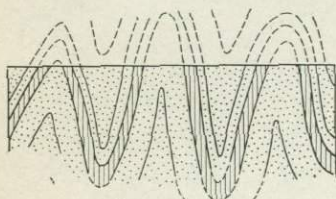
По положению осевой поверхности и падению крыльев складки делятся на следующие типы (рис. 48, II): **прямые складки** (иначе называются **нормальными** или **симметричными**), у которых осевые поверхности имеют вертикальное положение и, следовательно, крылья имеют одинаковые углы падения; **косые складки** (в некоторых случаях их называют **наклонными**) имеют наклонную осевую поверхность, их крылья падают в противоположные стороны, падение одного крыла круче падения другого; **опрокинутые складки** (или **наклонные**) имеют наклонную или очень пологонаклонную осевую поверхность и крылья их падают в одну сторону; **лежащие**



*Плоские
(широкие)*

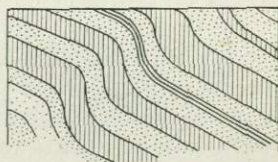
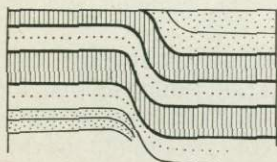


*Равномерные
(средние)*



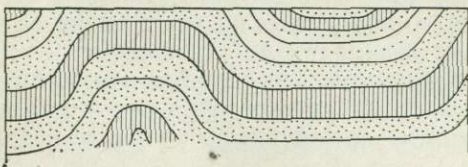
*Высокие
(узкие)*

I

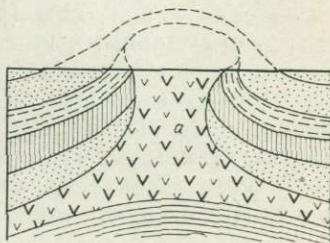
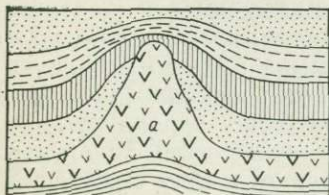


*Флексуры
(ступенчатые или коленообразные складки)*

II



Сундучные (коробчатые)



III

Рис. 49. Типы складок:

I — типы складок по высоте и ширине размаха крыльев; *II* — флексуры и сундучные (коробчатые) складки; *III* — диапировые складки (*a* — ядра протыкания)

складки характерны горизонтальным или почти горизонтальным расположением осевых поверхностей; **перевернутые** (иначе — **ныряющие**) складки имеют изогнутую осевую поверхность, изгибающуюся относительно вертикального положения на угол, больший 90° . Вершина или замок такой складки направлены к основанию складки.

При вторичных смятиях лежачих (особенно изоклинальных) складок могут возникать ложные формы антиклинальных (с ядром молодых пород) складок — **антиформные** и ложные формы синклинальных складок (с ядром более древних пород, чем на крыльях) — **синформные** (рис. 48, IV).

По углу при вершине и одновременно по сжатию крыльев выделяются **открытые**, или **обычные простые, складки**, в которых угол при вершине всегда меньше 180° (рис. 48, III). Открытыми складками могут быть прямые, косые, опрокинутые, лежачие и перевернутые. **Сжатые**, или **изоклинальные, складки** имеют параллельное или почти параллельное расположение крыльев. Угол при вершине складки равен нулю или имеет близкую к этому величину. Изоклинальными складками могут быть прямые, опрокинутые, лежачие и перевернутые. Косая складка не может быть изоклинальной, так как в косой складке крылья не параллельны и должны иметь различное падение. **Пережатые**, или **веерообразные, складки** имеют пережатое ядро. Веерообразные складки могут быть прямые, косые, редко встречаются наклонные и еще реже лежачие.

По форме перегибов слоев в замке выделяются **складки с широкими синусоидальными (волнообразными) изгибами**, с узкими дугообразными замками и с **резкими угловатыми перегибами**. Последние формы складок называются **угловатыми**. В них замок превращается в шарнир.

По соотношению высоты с их шириной выделяются складки **плоские (низкие, широкие)**, в которых ширина значительно больше их высоты, складки **высокие (узкие)** — высота больше ширины и **складки равномерные (средние)** — высота относится к ширине примерно как 1:1 — 1:2 (рис. 49, I).

Среди складок, отличающихся по своей форме от описанных нами, может быть указана ступенчатая (**коленообразная**) складка, или **флексура** (рис. 49, II). Фактически она представляет собой сочетание двух перегибов (антиклинального и синклинального) в горизонтальных или пологонаклонных слоях пород. Складки с широким плоским замком и крутыми крыльями, изогнутыми коленообразно, называются **сундучными**, или **коробчатыми**. Эти складки представляют собой в поперечном разрезе сочетание двух коленообразных изгибов, направленных в противоположные стороны.

Сложными складками, слои которых нарушены в замковой части разрывами от поднятия и протыкания ядром из пластических пород (соль, гипс, мягкие глины), являются **диапировые складки** (рис. 49, III); с ними часто связаны газонефтяные месторождения. Ядро диапировой складки называют **ядром протыкания**. Это ядро часто имеет столбообразную, штокообразную и даже расширяю-

щуюся сверху, в виде перевернутой капли форму. Для диапировых складок характерны уменьшение мощности слоев над ядром протыкания и разрыв их. Если в нижней части складки ядро протыкает слои пород, то в верхней части складки слои над ядром могут только изгибаться. На рис. 49 показаны диапировые складки с ядром из галлоидных образований. Диапировые складки представляют собой переходные или смешанные тектонические формы от пликативных (сплошных) к дизъюнктивным (разрывным) типам нарушений.

ИЗОБРАЖЕНИЕ СКЛАДОК НА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ И РАЗРЕЗАХ

Выше мы описали главнейшие типы складчатых форм, как они выглядят в поперечных вертикальных разрезах. Складки — это объемные структурно-тектонические формы. Складки в земной коре преимущественно располагаются комплексами или системами, представляя собой сочетание антиклинальных форм с синклинальными. Нередко встречаются и изолированные складчатые образования параллельными длинными рядами или рядами из отдельных форм, несколько отступающих относительно друг от друга по своей длине (рис. 50). Иногда они располагаются изолированно или группами без постоянной (выдержанной) линейной ориентировки. Складки могут также разветвляться или сходиться в пучки, погружаться и воздыматься.

Все эти формы сочетания и расположения складок в плане очень хорошо прослеживались бы в рельефе на поверхности Земли, если бы складки полностью сохранялись и не подвергались разрушениям при денудационных процессах. Тогда геологическая карта такого складчатого района выглядела бы очень простой. Поскольку геологической картой является картина распространения горных пород на поверхности Земли, которую можно наблюдать с большой высоты, то при полностью сохранившихся складчатых формах (за исключением некоторых диапировых) поверхность Земли представляла бы собой сплошной покров самых молодых складчатых пород. На геологической карте этого района, следовательно, был бы показан условным знаком самый верхний слой, хотя он был бы интенсивно смят в складки вместе с расположенными ниже слоями горных пород (см. рис. 48, I, а). Но в природе очень редко на поверхности Земли сохраняются первичные, неденудированные, складчатые формы. Разрушение (денудация) складок с поверхности обычно происходит одновременно с процессом их формирования. В большей степени срезаются возвышенные воздымающиеся участки в рельефе, которые представляют собой своды, или замковые части, антиклинальных и крылья синклинальных складок. В результате этого на дневной поверхности появляются более древние породы, слагающие ядра антиклинальных форм. Наиболее молодые слои в синклинальных складках после денудации могут оставаться неразрушенными или в той и иной степени частично срезанными. В яд-

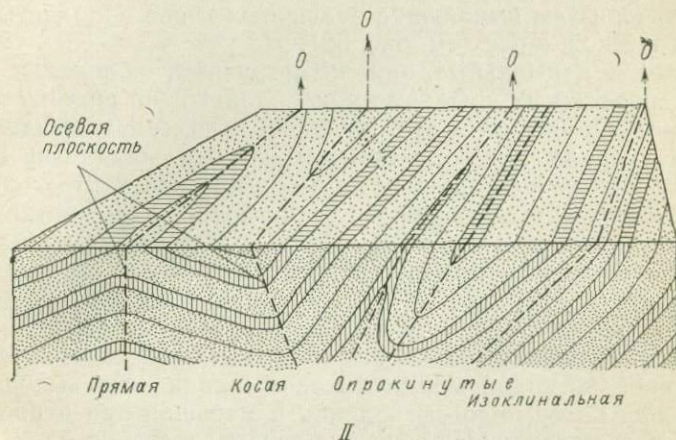
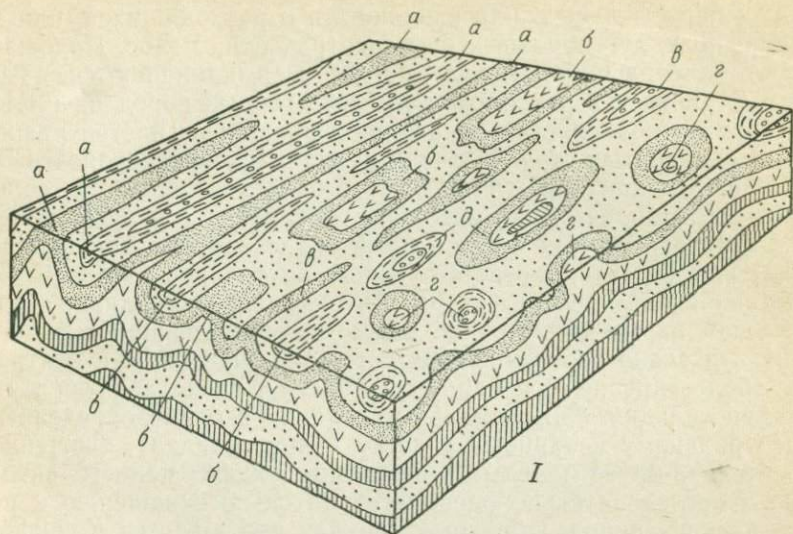


Рис. 50. Формы различных складок в плане и на геологической карте:

I — в плане: а — линейные, б — сундучные, в — косые, г — купола, д — брахиформные;
 II — на геологической карте и на разрезах (обратите внимание на ширину выхода слоев на крыльях складок); O — оси складок

рах синклиналиальных складок на поверхности Земли всегда будут располагаться относительно более молодые слои, чем на крыльях (см. рис. 48, I, б и II, III), за исключением синформных складок (см. рис. 48, IV).

На геологических картах **районов** складчатого строения земной коры с сильно денудированной поверхностью наблюдается очень пестрая картина расположения разновозрастных слоев пород. Слои складчатых пород на геологической карте выглядят или в виде вы-

тянутых параллельных, или сходящихся и расходящихся, или зигзагообразных, дугообразных и концентрических полос. Полосы то сужаются, то расширяются, а иногда и выклиниваются. Такой сложный рисунок в расположении слоев горных пород на геологической карте объясняется обнажением различных частей разнообразных складчатых структур на денудированной поверхности Земли. Основным признаком складчатого залегания слоя на геологической карте является симметрично повторяющееся расположение полос (слоев) горных пород относительно центральной непарной полосы или участка, соответствующего внутренней части складки, представляющей ядро структуры. Антиклинальные складки на геологической карте узнаются по симметричному расположению полос относительно более молодых пород по отношению к центральному (более древнему непарному) участку, представляющему собой ядро складки. Синклинальные складки в плане определяются по центральному непарному участку (ядру складки), сложенному относительно более молодыми породами, нежели полосы симметрично и последовательно располагающихся по отношению к нему более древних пород. Обратный порядок наблюдается в синформных структурах.

Охарактеризуем выражение различных типов складчатых форм на геологической карте (см. рис. 50).

Прямые — нормальные, или симметричные, — складки в плане на противоположных крыльях имеют одинаковую ширину выхода слоев пород. Объясняется это одинаковым падением крыльев.

Косые складки являются асимметричными складками. Падение крыльев у них разное, поэтому на геологических картах одно крыло будет выглядеть в виде более узких полос, а на противоположном крыле, с меньшим наклоном слоев, полосы тех же самых пород будут показаны соответственно относительно более широкими. Как и в прямой складке, крылья в косой складке всегда наклонены в противоположные стороны. Как известно, ширина выхода слоя на поверхность зависит от мощности слоя и от угла падения его. При выдержанной истинной мощности слоя ширина его выхода будет больше при более пологом падении и меньше при относительно более крутом падении. При вертикальном залегании слоя ширина его выхода будет равна истинной мощности. Все это необходимо учитывать при чтении геологической карты и распознавании типов складчатых структур.

Опрокинутые, или наклонные, складки отличаются на геологической карте от прямых и косых складок только односторонним падением крыльев. Слои на одном крыле опрокинутой складки наклонены в сторону от ядра, а на противоположном — падают под ядро. Это крыло является подвернутым. В опрокинутых складках более пологое наклонное крыло будет иметь ширину выхода слоев большую, чем в крыле с крутым наклоном.

Изоклинальные складки в плане как имеющие одинаковый наклон крыльев характеризуются одинаковой шириной полос (слоев) на своих противоположных по отношению к ядру крыльях. В пря-

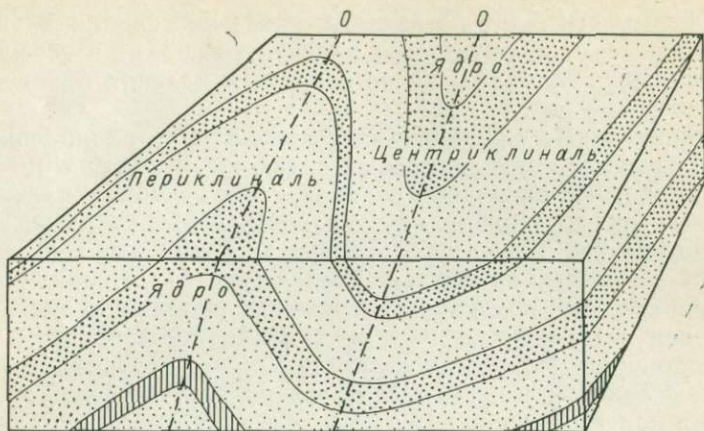


Рис. 51. Типы замыкания крыльев складок (периклиальный и центриклинальный); *O* — оси складок

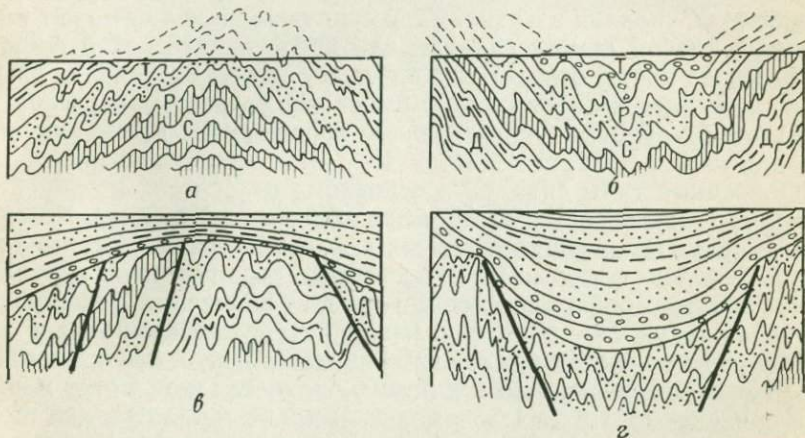


Рис. 52. Крупные складчатые формы: *а* — антиклинорий; *б* — синклинорий; *в* — антеклизы; *г* — синеклизы

мых изоклиналих складках они будут иметь вертикальное положение и ширину выхода на поверхность, равную истинной мощности слоев. В наклонных или опрокинутых изоклиналих складках ширина выхода слоев на крыльях будет одинакова и крылья будут падать в одну сторону.

В веерообразных складках как в антиклинальных, так и в синклинальных формах, в зависимости от денудационного среза их частей, слои могут иметь различное падение по отношению к центральной части (ядру). В **прямых** формах ширина выходов слоев на поверхность будет на противоположных крыльях одинаковая, а в косых — разная. Но в некоторых срезах антиклинальные веерооб-

разные формы выглядят по падению слоев как синклинальные, а синклинальные, наоборот, имеют падение слоев, как в нормальных антиклинальных складках. Такое изменение падения слоев хорошо можно видеть на рис. 48, III.

Периклинальные окончания складок, или периклинальные замыкания крыльев антиклинальных складок, и подобно им также **центриклинальные окончания складок**, или центриклинальные замыкания крыльев синклинальных складок, прослеживаются на геологических картах в виде дугообразных изгибов слоев той или иной кривизны, соединяющих крылья складок (рис. 51). Периклинальное окончание является признаком погружения шарнира складки в сторону от оси от ее ядра, а центриклинальное — признаком воздымания шарнира. По периклинальному или центриклинальному окончанию складок можно распознать на геологической карте их типы. Прямая складка будет иметь симметричное дугообразное расположение слоев. Косая и опрокинутая складки в периклинальном и центриклинальном замыканиях крыльев имеют несимметричное дугообразное расположение слоев.

Особый вид периклинального окончания имеют сундучные, или коробчатые, складки в плане. Ядро сундучной складки может иметь вид ядра любой другой складки или представлять собой широкое поле выхода пород, отвечающее плоскому замку. Замыкание крыльев этих складок в плане обычно имеет два угловатых перегиба, определяющих образное наименование коробчатой, или сундучной, складки.

Описанные типы складок в основном относятся к линейным формам, длина которых во много раз больше их ширины. Но среди антиклинальных и синклинальных складок встречаются и такие формы в плане, которые имеют довольно ограниченную протяженность, а очертания их в основном имеют вид эллипсов (см. рис. 50, I). Складки такого типа называются **брахиформными** и соответственно именуются **брахиантиклиналями** и **брахисинклиналями**. Соотношения поперечника и длины в брахискладках могут меняться в пределах от 1:2 до 1:5 и более. В плане такие складки имеют концентрическое эллипсовидное расположение слоев и симметричное или асимметричное строение. Более длинные и узкие складки относятся уже к линейным формам.

Изометричные в плане антиклинальные складки называются **куполами**, или **купольными складками**, а изометричные в плане синклинальные складки — **мульдами**, или **чашами**. Расположение границ слоев горных пород в этих складках концентрически круговое.

Диапировые складки (см. рис. 49) образуются обычно за счет развития и усложнения купольных складок. В результате протыкания вышележащих слоев ядром складки некоторые слои в ней могут разрываться, выклиниваться и поэтому не выходить на поверхность. На геологической карте в диапировых складках нередко отсутствуют промежуточные слои между породами ядра протыкания и самыми молодыми слоями, участвующими в сложении складки.

Некоторые из них выходят на поверхность не сплошным кольцом вокруг ядра, а отдельными обрывками слоев дугообразной формы.

Крупные антиклинальные и синклинальные структуры складчатых областей, осложненные на своих крыльях складками второго и третьего порядка, называются антиклинориями (рис. 52, а) и синклинориями (рис. 52, б). Крупные складчатые структуры на плат-

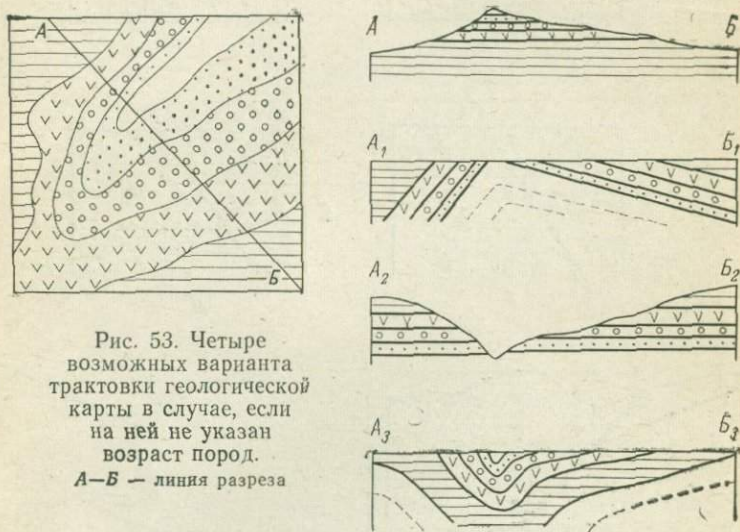


Рис. 53. Четыре возможных варианта трактовки геологической карты в случае, если на ней не указан возраст пород.
А—Б — линия разреза

формах, в виде обширных плоских прогибов, залегающих несогласно толщ пород на древнем складчатом основании, называются синеклизами (рис. 52, г), а формы обширных сводов в плаще платформ, также несогласно залегающих пород на фундаменте, называются антеклизами (рис. 52, в).

В заключение характеристики складчатых форм необходимо указать на то, что на геологической карте некоторые формы нескладчатого залегания горных пород выглядят подобно складкам (рис. 53). Поэтому, если на геологической карте не указаны элементы залегания слоев или отсутствуют горизонтали рельефа местности, то для заключения о формах залегания пород необходимо проанализировать рельеф местности по расположению оврагов, долин рек и другим географическим элементам.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывы в горных породах весьма многочисленны. Различают трещины, представляющие собой расколы, вдоль которых не происходит заметных перемещений, и разрывы, где отделившиеся блоки горных пород смещаются относительно друг друга. В разрывных нарушениях выделяют следующие главные элементы: поверхность разрыва, или сместитель, сместившиеся блоки, или крылья, и величину смещения — амплитуду.

При составлении и чтении геологических карт и разрезов боль-

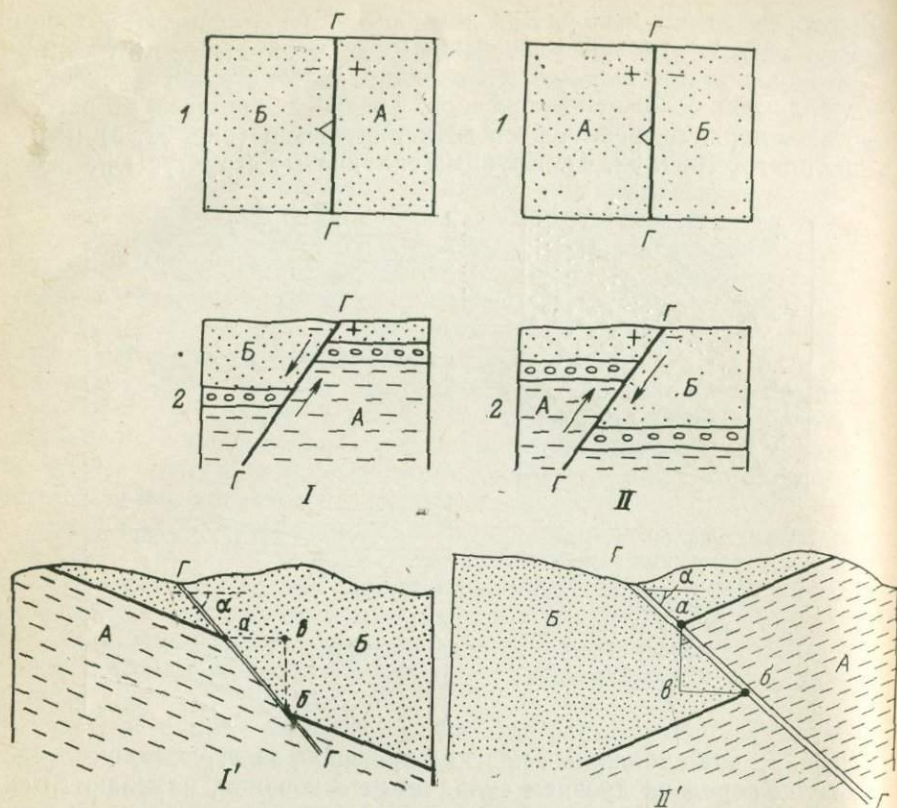


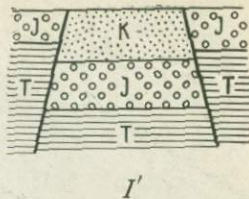
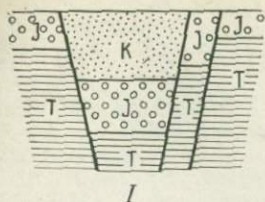
Рис. 54. Сбросы и взбросы:

I — схема строения сброса: *1* — в плане, *2* — в разрезе; *I'* — элементы сброса на разрезе; *A* — относительно приподнятый блок (лежащий бок), *B* — относительно опущенный блок (висячий бок), *ГГ* — сместитель сброса; α — угол падения сброса, *аб* — истинное смещение, *ав* — горизонтальная амплитуда, *ба* — вертикальная амплитуда; *II* — схема строения взброса: *1* — в плане, *2* — в разрезе; *II'* — элементы взброса на разрезе: *A* — относительно приподнятый блок (висячий бок), *B* — относительно опущенный блок (лежащий бок), *ГГ* — сместитель взброса, α — угол падения взброса, *аб* — истинная амплитуда взброса, *ав* — вертикальная амплитуда взброса, *вб* — горизонтальная амплитуда взброса

шое значение имеет умение распознать разрывы со смещениями. Среди них различают несколько типов, разных по своему строению. Наиболее обычны среди разрывов со смещениями сбросы, взбросы, сдвиги, надвиги.

К **сбросам** относятся нарушения, у которых поверхность разрыва (сместитель) наклонена в сторону опущенного блока. На рис. 54, *I* приведена схема строения сброса в разрезе и плане. У сбросов различают следующие элементы: поднятое крыло *A*, опущенное крыло *B*, сместитель *ГГ*, угол падения сместителя α , вертикальную амплитуду *вб*, горизонтальную амплитуду *ав* и амплитуду по сместителю (истинное смещение) *аб* (рис. 54 *I'*). Иногда определяется так называемая стратиграфическая амплитуда, т. е. величина

Грабены



Горсты

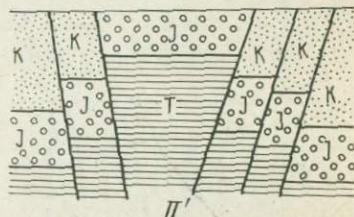
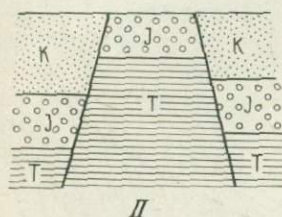


Рис. 55. Схемы строения грабенов и горстов в разрезах.

Грабены образованные: I — сбросами; I' — взбросами; Горсть образованные: II — сбросами; II' — взбросами. Индексами указан возраст пород

смещения по нормали к поверхности наслоения пород. По углу наклона сместителя различают: пологие сбросы (с углом падения сместителя до 45°), крутые (с углом падения сместителя от 45 до 80°) и вертикальные (с углом падения сместителя от 80 до 90°).

Взбросами называются нарушения, в которых поверхность разрыва (сместитель) наклонена в сторону приподнятого блока. Во взбросах различаются те же элементы, что и в сбросах, и их так же делят по углу падения сместителя, как и сбросы (рис. 54, II, II').

Широко распространены групповые сбросы и взбросы, нередко образующие закономерные сочетания. Структуры, образованные сбросами или взбросами, центральные части которых опущены и сложены на земной поверхности более молодыми породами, чем породы, обнажающиеся в их краевых приподнятых частях, называются **грабенами** (рис. 55, I, I'). В противоположность грабенам **горсты** представляют собой структуры, образованные сбросами и взбросами, центральные части их относительно приподняты и на поверхности земли сложены более древними породами, чем породы, обнаженные в краевых опущенных частях (рис. 55, II, II').

Следующую группу разрывов образуют **сдвиги**. К ним относятся все разрывы, смещения блоков в которых происходят в горизонтальном направлении. В сдвигах различаются крылья, сместитель, угол падения сместителя и амплитуда смещения. По углу падения сместителя сдвиги делятся на горизонтальные, пологие, крутые и вертикальные; по относительному перемещению крыльев различаются правые и левые сдвиги (рис. 56, I).

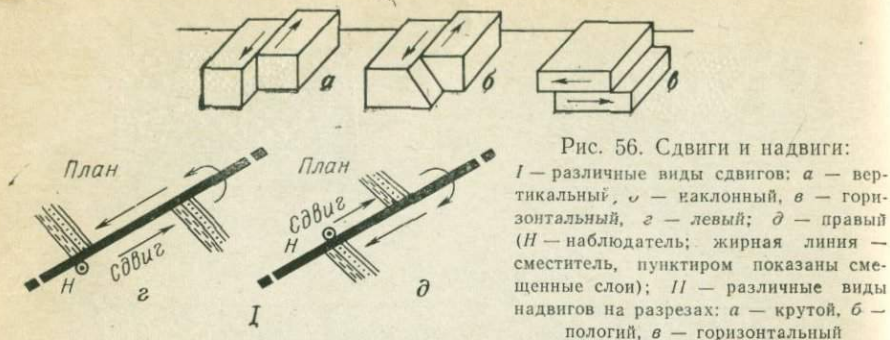
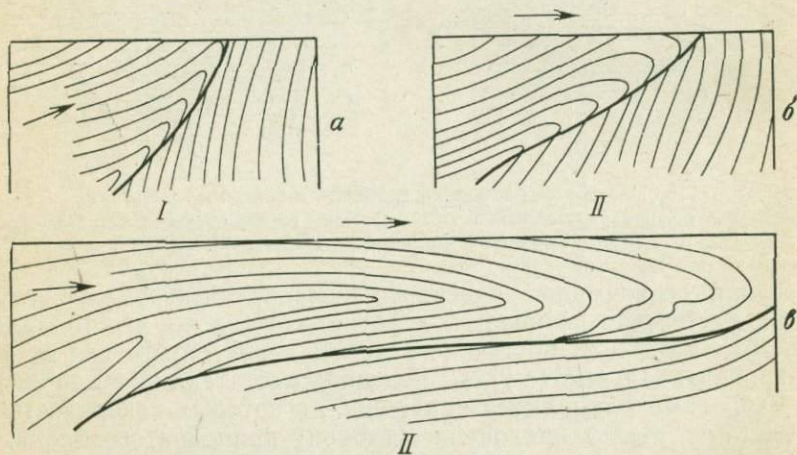


Рис. 56. Сдвиги и надвиги:

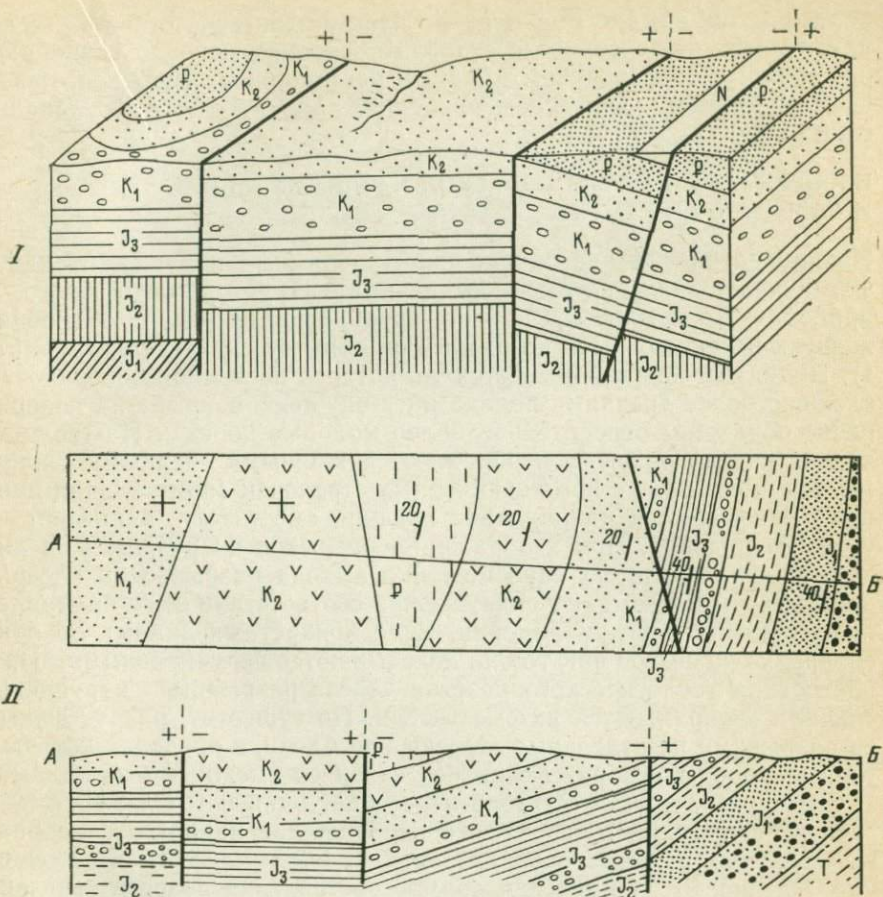
I — различные виды сдвигов: а — вертикальный, б — наклонный, в — горизонтальный, г — левый; д — правый (Н — наблюдатель; жирная линия — сместитель, пунктиром показаны смещенные слои); II — различные виды надвигов на разрезах: а — крутой, б — пологий, в — горизонтальный



Особую группу разрывов составляют **надвиги**. К ним относятся разрывы взбросового строения, обычно тесно связанные со складками. По углу падения сместителя надвиги делятся на три вида (рис. 56, II): крутые — с углом падения сместителя более 45° , пологие — с углом падения сместителя менее 45° и горизонтальные — с приблизительно горизонтальным расположением сместителя.

Помимо описанных выше разрывов, имеющих обычно местное, локальное распространение, в земной коре развиваются и крупные, региональные разрывные структуры, протягивающиеся на десятки и многие сотни километров. К ним относятся тектонические покровы и глубинные разломы.

Тектоническими покровами, или шарьяжами, называются крупные надвиги, по которым вдоль пологих или горизонтальных поверхностей перемещаются не отдельные складки, а целые складчатые комплексы. В покровых выделяются перемещенные массы верхнего, надвинутого крыла, называемые **аллохтоном**, и оставшиеся на месте массы нижнего, перекрытого крыла — **автохтон**.



Масштаб 1:100 000

Рис. 57. Сбросы в плане и на разрезе:

I — блок-диаграмма участка земной коры со сбросами; II — фрагмент геологической карты и геологический разрез района, сложенного горизонтально и наклонно залегающими слоями, нарушенными сбросами (AB — линия разреза)

Глубинные разломы представляют собой линейные зоны, в которых сосредоточены разрывы, интенсивная складчатость и трещиноватость. Их ширина может составлять километры или первые десятки километров. Глубинные разломы характеризуются большой протяженностью, глубиной проникновения нередко ниже подошвы земной коры и длительным развитием, растягивающимся на несколько периодов или даже целые эры. Зоны глубинных разломов имеют повышенную проницаемость, и к ним часто приурочены эффузивные и интрузивные породы и жильные образования. Глубинные разломы могут быть выражены различно: в геосинклинальных

областях они обычно имеют взбросовое и сдвиговое строение, а на платформах чаще сбросовое; вдоль последних нередко возникают опускания с образованием крупных региональных грабенов, называемых рифтами. Примером последних может служить Байкальский рифт.

ИЗОБРАЖЕНИЕ РАЗРЫВОВ НА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ И РАЗРЕЗАХ

Из приведенных выше определений разрывных нарушений видно, что большое значение имеет выявление в структуре опущенного и приподнятого крыльев. Для этого сравнивают возраст пород, обнаженных на поверхности по разные стороны от сместителя (рис. 57, I). Поднятым крылом окажется то, которое на земной поверхности сложено более древними породами; в опущенном крыле на поверхности обнажены относительно более молодые породы. На геологических картах разрывы изображаются жирными черными линиями. На сместителе с помощью черных стрелочек (при наличии данных) указываются направление падения сместителя, а цифрой — угол его падения. При изображении разрывов на разрезах на линию профиля рельефа наносят точки выхода разрывов на поверхность. Затем показывают сместитель в соответствии с его направлением наклона и углом падения. Если конкретных данных об ориентировке разрывов нет, то они показываются вертикальными. При построении геологического разреза через разрывные нарушения сначала изображаются их сместители. По существу, разрез делится разрывами на отдельные отрезки или блоки, в пределах которых горные породы изображаются без связи со смежными участками. В том случае, если сместитель пересекает один и тот же слой или стратиграфический горизонт, его изображение на разрезе на разных крыльях разрыва позволит определить амплитуду его смещения. На рис. 57, II приведен пример составления разреза горизонтально и наклонно залегающих слоев, нарушенных разрывами.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ, ОСЛОЖНЯЮЩИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ФОРМЫ

Дизъюнктивные, или разрывные, дислокации иногда очень сильно нарушают складчатость. Складки разбиваются сбросами, взбросами, надвигами и сдвигами. Эти нарушения комбинируются в грабены, горсты, ступенчатые формы и чешуйчатые надвиги. Поверхности нарушения сплошности слоев (сместители) в складках могут располагаться с различной ориентировкой по отношению к простиранию складок и их частей. Они могут быть продольными, поперечными и диагональными. Поверхности разрывов при пологих и горизонтальных надвигах чаще располагаются вдоль складчатых структур. Если сместители имеют вертикальное положение, то их выходы на поверхности протягиваются в виде прямых линий независимо от форм рельефа местности.

При пологом падении сместителя и неровном рельефе линии этих разрывных нарушений будут не прямыми, а изгибающимися.

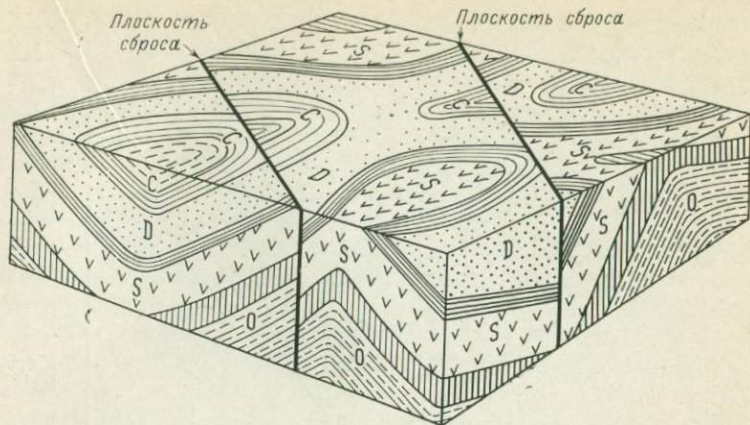


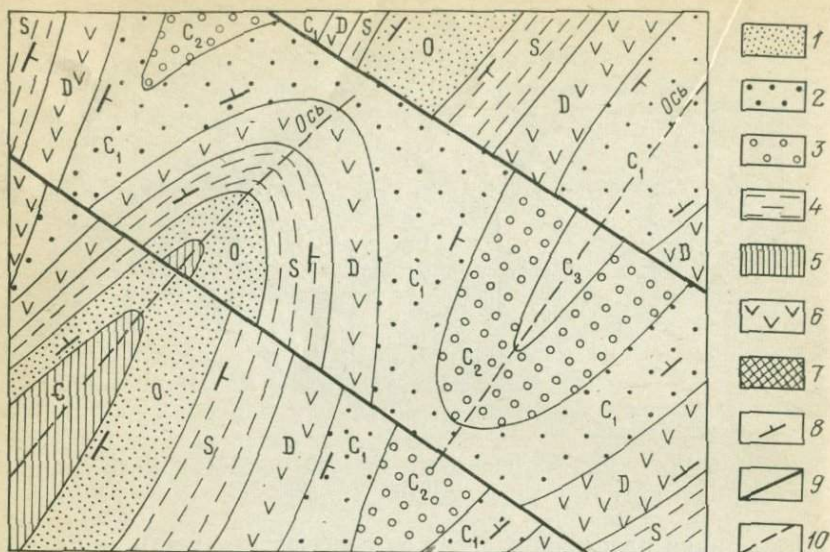
Рис. 58. Блок-диаграмма участка складчатых форм, нарушенных сбросами

Изгибы линий разрывов зависят от рельефа местности и от падения сместителя.

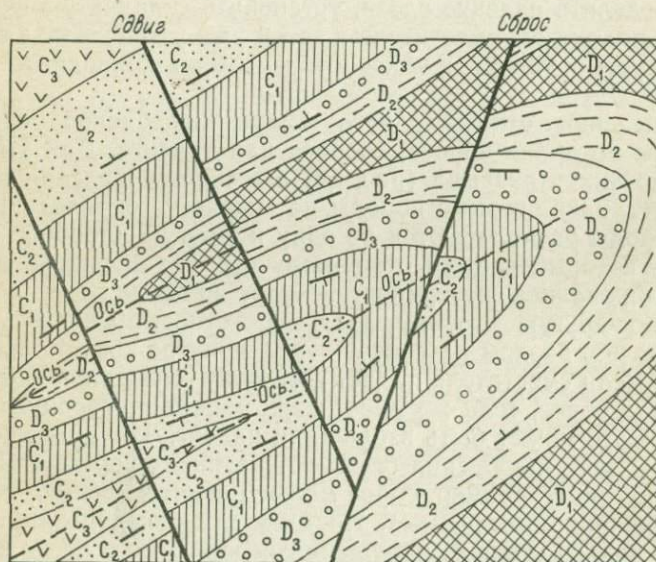
При чтении геологической карты с дизъюнктивными нарушениями для установления типа разрывной структуры необходимо вначале определить падение слоев, установить складчатую форму, определить положение сместителя и затем уже установить, какое крыло структуры опущено и какое относительно приподнято или надвинуто.

Определение относительного смещения блоков складчатой структуры по линии сброса, взброса или надвига. Для этого необходимо по линии разрыва (рис. 58) в точке определения смещения установить, какие горные породы по возрасту соприкасаются, т. е. какие породы располагаются по одну и другую стороны разрыва. Тот бок, который сложен относительно более древними породами на денудированной поверхности, будет приподнятым, а бок, или крыло, по другую сторону разлома — относительно опущенным, если, конечно, разлом рассекает неподвернутое крыло опрокинутой складки. Если сместитель падает в сторону опущенной части структуры — это сброс, если же сместитель падает в сторону приподнятой части, это может быть взброс или надвиг. На протяжении линии разрывного нарушения одна структурная форма может сменяться другой. Например, сброс может сменяться взбросом или надвигом (шарнирные формы). Поэтому для определения типа смещения в дизъюнктивном нарушении необходимо в нескольких точках по линии разрыва определить соприкосновение разновозрастных пород.

Определить опущенное и относительно приподнятое крыло в сбросах или взбросах, рассекающих поперек или по диагонали складчатую форму, можно по конфигурации смещенных частей складки (рис. 59). Опущенная часть антиклинальной складки при



I



II

Рис. 59. Разрывные нарушения на геологических картах:

I — складки, нарушенные сбросами; II — складки, нарушенные сдвигами и сбросом. 1 — песчаники; 2 — галечниковые песчаники; 3 — конгломаты; 4 — глины; 5 — сланцы; 6 — туфы; 7 — кремнистые породы; 8 — элементы залегания; 9 — разломы; 10 — оси складок.

Возраст пород показан индексами

сбросе или взбросе будет более узкой, чем приподнятая эродированная часть. В синклиналиных формах, наоборот, опущенная часть складки будет более широкой. В ядре приподнятой части антиклинальной складки могут обнажаться более древние породы, тогда как в синклиналиной складке в ядре могут сохраниться относительно более молодые слои. При сбросах и взбросах не происходит смещения осевых линий при переходе их с одного бока структуры на другой, этим они отличаются от сдвигов.

Сдвиги в складчатых формах выражаются горизонтальным смещением блоков и на геологических картах выглядят как смещенные по линиям разрыва части без изменения ширины складок по обе стороны разрыва, но с разрывом и относительным горизонтальным смещением разорванных частей осевых линий складок.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА СКЛАДОК И РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ

Образование складчатых форм в земной коре — процесс медленный, но в геологическом отношении он бывает приурочен к отдельным периодам, эпохам и даже векам. После или одновременно с формированием складчатости в подвижных зонах Земли происходит обычно интенсивная денудация воздвигнутых горных сооружений, а затем может произойти погружение земной коры в области ранее сформированной складчатости, в результате которого она может оказаться под водой (трансгрессия моря); в этом случае на поверхности денудированных пород могут отложиться более молодые осадки. Эти молодые образования будут располагаться несогласно на поверхности срезанных складок, и если до молодых отложений складки имели после своего формирования еще дизъюнктивные нарушения, то молодые породы будут перекрывать и разломы. Разломы на геологической карте будут как бы упираться в границу подошвы перекрывающей толщи, а в действительности будут простирались под ней. Следовательно, по относительному положению складок, разрывных нарушений и несогласно перекрывающих их молодых слоев можно установить относительное время формирования складок и разрывных нарушений.

На геологической карте и разрезе (рис. 60) показаны смятые в складки слои, самыми древними из которых являются каменноугольные, а наиболее молодыми — среднепалеогеновые. Все эти породы образуют **три комплекса, или структурных этажа**, залегающих несогласно друг на друге. Нижний этаж сложен каменноугольными, пермскими и триасовыми породами, второй этаж — верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями, залегающими на первом комплексе с угловым несогласием; третий комплекс представляет собой верхний этаж, залегающий несогласно на втором и первом этажах и сложенный образованиями нижнего и среднего палеогена. Породы этих структурных этажей были смяты в складки в различное время. Отложения нижнего этажа были дислоцированы в послетриасовое, но в допозднеюрское время. Вначале образо-

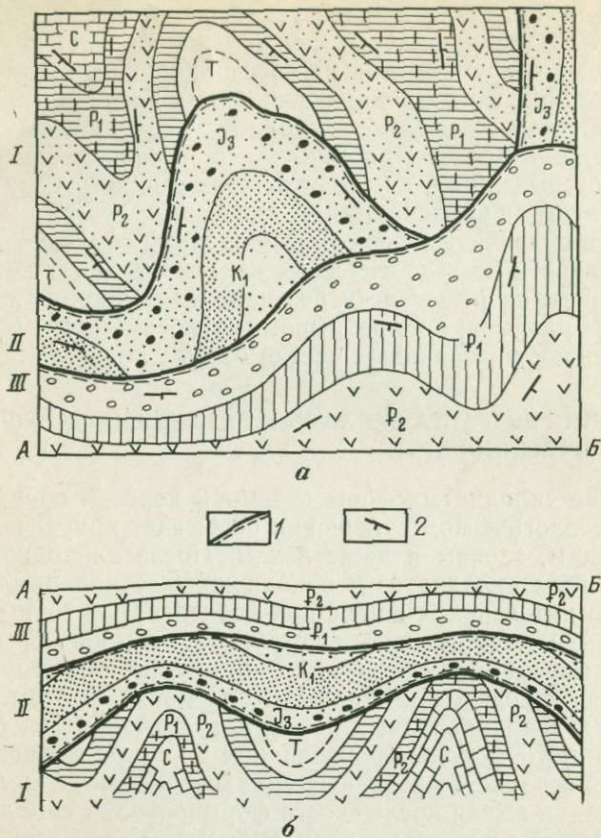


Рис. 60. Геологическая карта (а) и геологический разрез (б) трех складчатых структурных этажей (I, II, III):

1 — граница подошвы структурного этажа; 2 — элементы залегания слоев; АБ — линия разреза. Индексами показан возраст различных толщ

вались складки, затем они были срезаны процессами денудации, сnivelированы, а уже после этого на срезанную поверхность складок несогласно, горизонтально отложились верхнеюрские и нижнемеловые осадки. Верхнеюрские и нижнемеловые породы также смяты в более пологие складки, а на них несогласно налегают породы нижнего и среднего палеогена. Следовательно, складчатость более молодого возраста произошла в послераннемеловое время, но до раннепалеогенового времени. Вторая складчатость должна иметь по этому признаку позднемеловой возраст. Смятие пород третьего комплекса в самые пологие складки произошло в послесреднепалеогеновое время. Точнее установить возраст смятия пород верхнего комплекса по данной карте невозможно, так как на карте нет более молодых перекрывающих их слоев. Во второй этап складчатости усложнялись складки первого этапа, а в третий этап усложнялись складки первого и второго этапов.

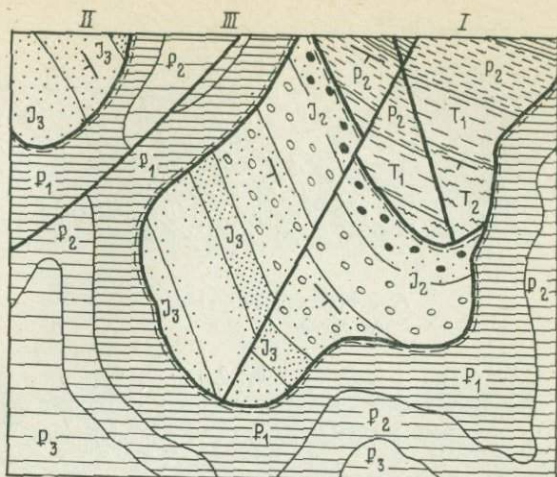


Рис. 61. Геологическая карта района, показывающая расположение (в возрастной последовательности) трех структурных этажей (I, II, III), нарушенных сбросами различного возраста

Для практики чтения геологических карт (рис. 61) полезно восстановить историю геологического формирования района, определить возраст складкообразования, возраст разных нарушений и этапы денудации структур.

ПОСТРОЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ ЧЕРЕЗ СКЛАДЧАТЫЕ ФОРМЫ, ОСЛОЖНЕННЫЕ РАЗРЫВНЫМИ НАРУШЕНИЯМИ

Геологические разрезы должны являться неотъемлемой частью средне- и крупномасштабных геологических карт как чертеж, отображающий характер залегания горных пород на поверхности и на глубине. Составление геологических разрезов позволяет не только иллюстрировать строение участка земной коры, но и изучать залегание пород, выявлять дополнительные структуры, уточнять представления о формах складчатых структур, их взаимоотношениях, уяснять положение разрывных нарушений. Геологические разрезы обычно составляются по линиям через участки, наиболее важные для общей характеристики геологического строения. Линия разреза должна наноситься на карту только после того, как последняя прочитана на том участке, для которого составляется разрез. При знакомстве с залеганием пород на изучаемом участке необходимо обратить внимание в первую очередь на определение типов тектонических нарушений: выделить участки горизонтального залегания, участки с моноклинальным залеганием пород, участки складчатого строения, участки распространения магматических горных пород и разрывных нарушений.

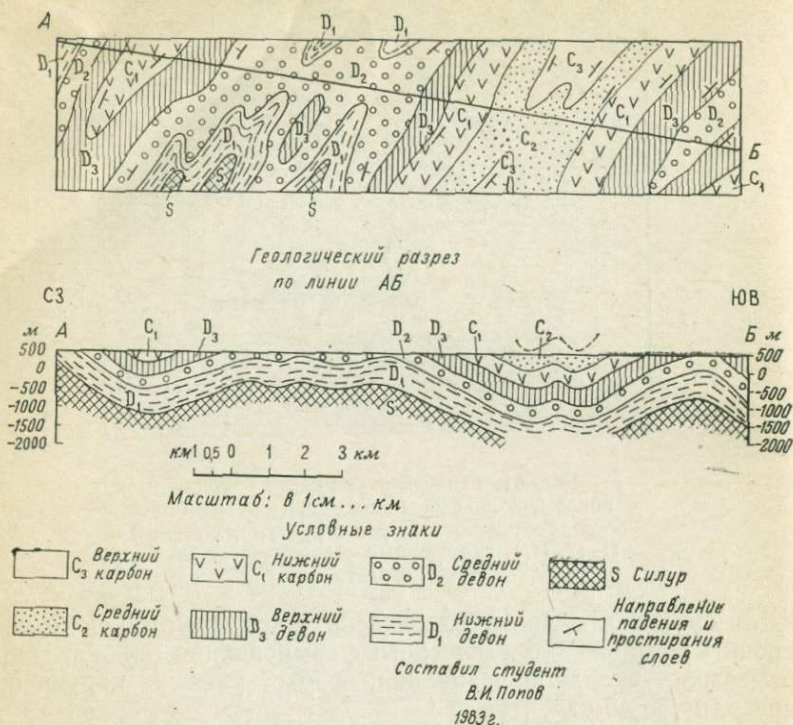


Рис. 62. Пример составления геологического разреза по геологической карте для района, сложенного складчатыми формами.

Масштабы карты и разреза следует определять по графическому масштабу

При построении геологических разрезов через складчатые формы залегания пород (рис. 62) следует вначале выявить комплексы пород, которыми слагаются структурные формы: определить наиболее древние породы и стратиграфическую последовательность всех остальных пород до самых молодых отложений; установить, какие возрастные горизонты в стратиграфическом разрезе отсутствуют и причину их отсутствия на поверхности (размыв, перекрытие, выклинивание, дизъюнктивные нарушения). Нередко выявить причину отсутствия того или иного слоя или горизонта в стратиграфической последовательности только по анализу участка построения разреза нельзя, в таком случае необходимо прочитать геологическую карту в смежных участках и по возможности установить причину отсутствия в разрезе этих слоев или горизонтов. Если отсутствующие на поверхности слои выходят на соседних участках, то следует проследить их по простиранию и установить, где и в результате чего они исчезают на карте.

Если на геологической карте участка построения геологического разреза выделяются структурные этажи, т. е. комплексы слоев,

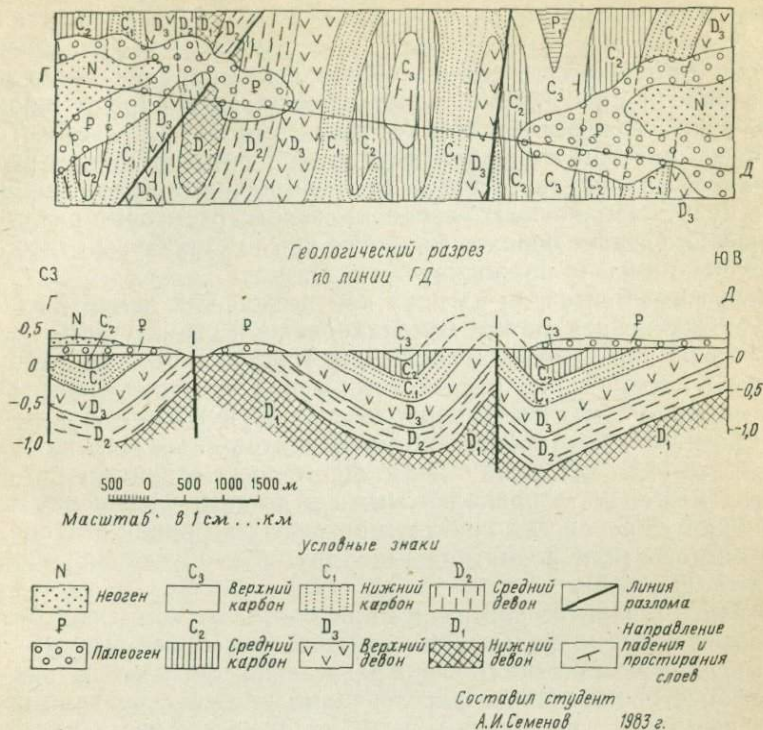


Рис. 63. Пример составления геологического разреза по геологической карте для района, сложенного складчатыми формами, осложненными сбросами. Масштабы карты и разреза следует определить по графическому масштабу

отличающихся формами залегания и падением, тогда требуется определить, какие породы входят в каждый структурный этаж и каковы соотношения в залегании между породами каждого комплекса.

В складчатых формах необходимо определить расположение антиклиналей и синклиналей, пользуясь таблицей условных возрастных обозначений горных пород. На карте следует проследить расположение шарниров этих складок. Шарниры и осевые линии складок на геологической карте определяются по точкам максимумов перегибов слоев в замковых частях периклинальных или центриклинальных окончаний складок. По ширине выходов слоев на крыльях складок и в их периклинальных и центриклинальных замыканиях необходимо определить типы складок, пересекаемых линией разреза, уточнить положение осевых поверхностей и определить направление падения слоев, относительную крутизну их наклона.

Если линия геологического разреза пересекает поверхность разрывного нарушения (рис. 63), необходимо определить, к какому типу это нарушение по своей форме относится. Вертикальные и крутопадающие сместители на геологических картах обычно выглядят в виде прямых линий, протягивающихся в определенном направлении независимо от пересекаемых ими форм рельефа. Только при очень пологом падении сместителей и при изрезанном рельефе со значительными относительными превышениями высот линии надвигов будут извилисты. В разбираемой по карте форме разрывного нарушения следует определить, какое крыло структуры относительно опущено и какое приподнято.

Когда имеется серия из двух или нескольких линий смещения, следует установить форму комбинированной структуры (ступенчатые сбросы или взбросы, грабен или горст). Для себя, чтобы потом было легче строить разрез через выявленные разрывные структуры, полезно отметить на карте опущенное крыло структуры значком минус (—), а относительно приподнятое — значком плюс (+), помня, что один и тот же блок в одном месте структуры по линии разреза может быть приподнятым, а в другом — опущенным (при шарнирном сбросе) или при двух разрывах на одной стороне блок может иметь знак поднятия, а на другой — опускания (при ступенчатых формах).

Строить геологический разрез приходится с учетом или без учета рельефа. Когда рельеф плоский, без больших относительных превышений, то при построении разреза не приходится учитывать рельеф местности. Сильно расчлененный рельеф с большими относительными превышениями отдельных точек местности над другими, наоборот, даже при мелкой масштабности геологической карты будет сильно влиять на конфигурацию границ складчатых слоев. При построении геологических разрезов в таком случае необходимо учитывать, какие формы рельефа пересекаются линией разреза, что особенно важно при пологом падении пород или при нанесении на разрез горизонтально залегающих пород. При вертикальном расположении слоя ширина полосы его выхода будет равна истинной мощности слоя.

Техника построения геологического разреза заключается в следующем.

1. На геологической карте по выбранному направлению наносится линия разреза необходимой длины. Длина линии должна строго отвечать заданной длине составляемого разреза. Линия разреза ограничивается с обеих сторон штрихами. На концах линии у ограничивающих штрихов проставляют условные знаки наименования линии разреза (буквы).

2. Построение геологического разреза следует начать с построения топографического профиля, горизонтальный и вертикальный масштабы которого должны соответствовать масштабу карты. При складчатом залегании пород увеличение или уменьшение вертикального масштаба по сравнению с горизонтальным не допускается, так как при этом показанные на разрезе складки будут иска-

женными. Если профиль строится по карте, рельеф на которой выражен горизонталями, то топографическая кривая строится по точкам пересечения линии разреза с горизонталями обычным, уже описанным способом. Если топографический профиль строится по карте с отдельными высотными отметками, то, учитывая относительные превышения точек рельефа, расположенных по линии разреза, и формы рельефа, выявленные по направлению рек и водоразделов, пересекаемых разрезом, следует построить схематический профиль в масштабе карты. Перекрывающие отложения в некоторых случаях сильно вуалируют формы залегания расположенных ниже пород. Для выявления залегания слоев, складчатых форм и разрывных нарушений, несогласно перекрытых плащом более молодых образований, приходится как бы «просвечивать» породы плаща и прослеживать под ними границы слоев, линий разрывных нарушений и элементы складчатых форм.

Линии разрезов через складчатые формы обычно наносятся на картах вкрест простирающихся слоев, так как на разрезах, составленных по падению пород, отображаются истинные углы залегания пород и истинные мощности слоев. Геологические разрезы, составленные по линиям, отклоняющимся от направлений падения слоев, показывают искаженные углы падения пород и измененные мощности. При построении учебного геологического разреза необходимо учесть, что условно мощность каждого в отдельности складчатого слоя принимается неизменяющейся. Поэтому если один и тот же слой выходит на дневную поверхность в нескольких участках и слагает различные крылья складок, имея разную ширину полосы выхода, то это объясняется не только различными углами падения слоя, но и рельефом. Расширение полосы выхода слоя на карте объясняется уменьшением угла падения, а сужение полосы выхода слоя обуславливается увеличением угла его падения.

Построение геологического разреза следует производить на отдельном листе бумаги, размеры которого должны быть шире длины линии разреза и значительно выше высоты разреза или на том же листе, где размещена карта, но ниже ее. Линия топографического профиля должна быть расположена на листе с тем расчетом, чтобы сверху было достаточно места для написания заголовка геологического разреза, а снизу — для написания и построения линейного графического масштаба, условных обозначений, подписи исполнителя разреза и даты построения разреза. Концы топографической кривой, а соответственно и разреза следует ограничить вертикальными прямыми, опущенными к основанию разреза, на которых следует построить вертикальные масштабные линейки с обозначением делений относительно абсолютного гипсометрического нуля (уровня моря).

3. Построив топографический профиль или проведя горизонтальную линию поверхности плоского рельефа, необходимо на него нанести точки выходов границ между различными стратиграфическими подразделениями, полученные от пересечения геологических границ линий разреза. Для этого, пользуясь циркулем-измерителем

лем, необходимо перенести с карты на профиль последовательно от одной из начальных точек линии разреза ширину полос выхода слоев на поверхность (расстояния между границами слоев) и точки выхода сместителей разрывных нарушений. Каждый раз ширину выхода пород или положение других точек необходимо замерять циркулем все время от одной начальной точки разреза, а не от предыдущей точки выхода. Этим достигается большая точность построения разреза.

Изображение на линии профиля выходов границ слоев и сместителей разломов можно производить и другим способом, нанося их сначала с линии разреза на карте на край узкой полоски бумаги, прикладывая ее к линии разреза, а затем перенося эти точки на кривую топографического профиля. При этом необходимо, чтобы крайние точки линии разреза и карты и крайние точки топографического профиля совпали между собой. Между точками выхода слоев на профиле полезно проставлять для лучшей ориентировки возрастные индексы пород, особенно в тех случаях, когда по линии разреза выходит большое количество слоев, часто с различным падением.

4. В качестве вспомогательных данных для построения разреза полезно также нанести на топографическую кривую точки выхода осевых поверхностей складок, отмечая осевую поверхность антиклинальной складки скобкой уголком вверх выше разреза, а синклинальной складки — скобкой уголком вниз. Построение разреза, т. е. нанесение границ слоев и линий разрывных нарушений, следует начинать с тех участков, где лучше всего выявляются формы складок и на карте имеются данные о падении слоев. Пользуясь элементами залегания пород на геологическом разрезе, показывают соответствующие наклоны границ слоев, но так, чтобы мощность каждого в отдельности слоя не менялась в различных участках разреза. На тех участках разреза, где нет данных об углах падения слоев, следует показывать их наклон, исходя из мощности слоев, выявленной на участках разреза, и конкретных данных об углах падения слоев. Падение слоев в складках на участках, где отсутствуют элементы залегания, определяется по ширине выхода слоя и истинной мощности его, вычисленной по разрезу на участке с данными о падении. Определив мощность слоя и зная ширину выхода слоя, довольно просто и точно можно определить угол падения слоя. Для этого на разрезе вниз из точки кровли слоя необходимо провести полуокружность радиусом истинной мощности слоя, а из точки подошвы этого же слоя — касательную к полуокружности. Затем из точки выхода кровли проводят параллельную линию к подошве слоя и получают таким образом изображение слоя в разрезе соответствующей мощности и истинного падения.

Линии разрывных нарушений (сместители) на геологическом разрезе следует наносить первыми (до показа залегания слоев) более толстой черной линией, чем границы слоев. Обычно сместители разрывных нарушений показываются на разрезах крутонаклонными или вертикальными, если для иного их изображения нет других

конкретных данных. Складчатые формы с эродированными частями, особенно расположенными по обе стороны от разрывных нарушений, необходимо реставрировать на разрезе, показав пунктиром воздушные части структур до пересечения их с плоскостью разрыва.

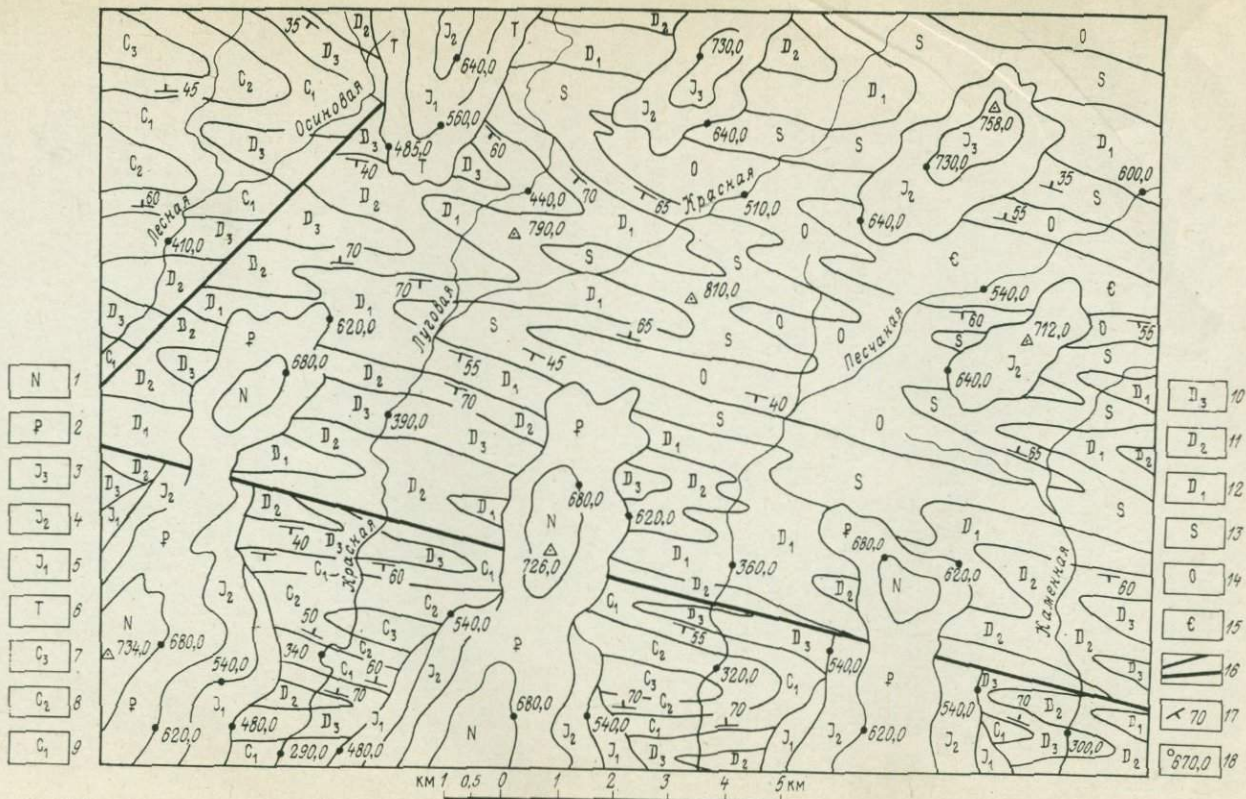
5. Строя геологический разрез, необходимо тщательно анализировать геологическую карту, точно переносить выходы границ на кривую рельефа и показывать их тонкими четкими прямыми линиями, в замковых частях делая плавные их перегибы. Иногда линия геологического разреза пересекает широкое поле выхода одного слоя, смятого в несколько складок, и не пересекает выходящие по соседству в ядрах этих складок более древние или более молодые породы. Построение таких складок на разрезе необходимо делать, показывая изгибы в подошве слоя, определяя положение осевых поверхностей по изгибам в ядрах мелких, соседних с линией разреза складках, учитывая выдержанную мощность слоя (см. рис. 62, линия разреза **АВ**, проходящая через поле пород D_2 и C_2).

Если на геологической карте по линии разреза наблюдается несогласное залегание молодых пород верхнего структурного этажа на относительно более древних породах нижнего структурного этажа, а по линии разреза не выходят на поверхность породы нижнего структурного этажа, то, показав залегание молодых пород, необходимо отразить на разрезе и расположение слоев нижнего структурного этажа. Расположение границ слоев нижнего структурного этажа выявляется путем как бы «просвечивания» перекрывающего комплекса пород и предположительного проведения границ на участке между точками выхода (см. рис. 60).

Мощность несогласно горизонтально залегающих слоев показывается на геологическом разрезе в масштабе карты, если разрез строится по карте с горизонталями или с высотными отметками. Мелкомасштабная геологическая карта, на которой иногда не бывает даже указаний на относительные превышения точек рельефа местности, не позволяет определять точно мощность горизонтально залегающих пород. На схематическом разрезе, составляемом по такой карте, мощность слоев можно показывать произвольно, исходя из анализа форм рельефа и границ выходов слоев, но так, чтобы выделялись все слои, прослеживаемые на карте по линии разреза.

6. Оформление геологического разреза производится так же, как это указано при составлении разрезов через районы горизонтального и пологонаклонного (моноклиналиного) залегания. Но этот принцип полезно повторить в общем виде.

На листе бумаги выше разреза делается надпись названия разреза с указанием, по какой карте и линии он составлен, там же указывается численный масштаб разреза (только горизонтальный, так как вертикальный должен быть равен горизонтальному). Ниже разреза размещаются графический линейный масштаб и таблица условных обозначений, состоящая только из тех знаков карты, которые применялись при составлении разреза. Условные возрастные знаки должны располагаться в строгой возрастной последователь-



ности, начиная со знаков наиболее молодых горных пород; все буквенные и цифровые индексы должны быть пояснены: например, если у знака ставится индекс C_1 , следует пояснить этот индекс словами «нижний отдел каменноугольной системы». Условные знаки на геологическом разрезе для каждого стратиграфического подразделения должны быть те же, что и на геологической карте. Если на карте слои имеют штриховые обозначения и возрастные индексы, то и на разрезе должны быть штриховые обозначения и возрастные индексы.

При составлении геологического разреза в учебных целях полезно делать выкопировку с геологической карты в виде узкой полосы карты (шириной в 3—4 см с нанесенной на нее линией разреза). Выкопировку следует располагать на том же листе бумаги, где помещается разрез, но выше разреза. На выкопировке с карты, кроме штриховых знаков, можно сделать соответствующую геохронологической шкале раскраску слоев цветными карандашами или красками. Тогда цветные обозначения необходимо ввести в таблицу условных знаков, а также показать на разрезе. Ниже таблицы условных знаков в правом углу чертежа указывается, кем составлен разрез, проставляется дата его составления.

Для самостоятельной работы по чтению геологической карты и составлению геологических разрезов рекомендуется использовать карту (рис. 64), на которой необходимо предварительно раскрасить все геологические образования (слои) цветными карандашами или красками согласно общепринятой геохронологической (стратиграфической) шкале.

Рис. 64. Учебная геологическая карта района р. Красной:

1 — неогеновая система; 2 — палеогеновая система; юрская система: 3 — верхний отдел, 4 — средний отдел, 5 — нижний отдел; 6 — триасовая система; каменноугольная система: 7 — верхний отдел, 8 — средний отдел, 9 — нижний отдел; девонская система: 10 — верхний отдел, 11 — средний отдел, 12 — нижний отдел; 13 — силурийская система; 14 — ордовикская система; 15 — кембрийская система; 16 — линии разломов; 17 — элементы залегания слоев; 18 — гипсометрические отметки (в м)

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абсолютный возраст 101—103
 Авгит 31, 32, 46
 Автохтон 140
 Агат 14, 25
 Азимут истинный 122, 123
 Азимут магнитный 122, 123
 Азимут падения 117, 120
 Азимут простирания 116, 120, 121
 Актинолит 33, 96—98
 Акцессорные минералы 54
 Алебастр 27, 44
 Аллохтон 140
 Алевриты 71, 74
 Алевролиты 79
 Алмаз 10, 16, 18, 21, 23, 50
 Альбит 16, 22, 37, 38, 50, 93, 97
 Альмандин 31, 32, 46
 Алломосликаты 34, 48, 50
 Амазонит 37
 Амплитуды разрывов 138
 Аметист 25
 Амфиболит 34, 95, 97
 Амфибол 33, 46, 56, 94, 96, 98
 Ангидрит 27, 46
 Андезин 38
 Андезит 64
 Андезитовый порфирит 64
 Анортит 16, 37, 50
 Антеклиза 135
 Антиклинорий 135
 Антимонит 11
 Антрацит 88, 89
 Апатит 10, 21, 22, 29, 46
 Арагонит 16
 Аргиллит 74, 82, 93, 94
 Арретир 39
 Асбест 18, 34, 35, 48
 Асфальт 39
 Базальт 65
 Базальтовый порфирит 65
 Батолит 67, 68
 Барит 10, 11
 Берилл 31
 Биотит 35, 36, 48, 56, 93, 94, 96, 97
 Битовинит 38
 Битум 89
 Битуминозные породы 83
 Блеск минералов 18
 Боксит 25
 Блок диаграмма 133, 135, 143
 Брахиантклираль 133, 136
 Брахисинклираль 133, 136
 Бурый уголь 88
 Бурый железняк 18
 Век 101
 Вершина складки 101, 126
 Взбросы 137, 139, 142, 143
 Водные окислы 25, 42
 Возраст складок 145, 146
 Возрастные знаки 153
 Вулканические бомбы 66
 Вулканический пепел 66
 Вулканический песок 66
 Вулканический туф 66
 Выкопировка с карты 148, 149, 155
 Габбро 65
 Габитус кристаллов 10
 Галсцит 25
 Галит 5, 25, 44
 Галоиды 25, 44
 Гарнолит 67
 Гематит 10, 18, 25, 42, 93, 94
 Геологическая граница 107, 108, 112—115, 136, 151—153
 Геологическая карта 99, 110, 124, 146, 147, 149, 155
 Геологическое картирование 99, 100, 105
 Геологический разрез 110, 112, 124, 146, 148; 149, 153
 Геохронологическая шкала (таблица) 100, 102, 103
 Гидроокислы 25
 Гипс 11, 12, 18, 21, 27, 44
 Глауконит 34, 36, 48
 Глинистые породы 79
 Глина 54, 74, 80, 93
 Глубинные разломы 141
 Гнейс 54, 94, 95, 97
 Гнейс микроклиновый 97
 Гнейс плагиоклазовый 97
 Горные породы 54
 Горные породы вулканогенные 66, 67
 Горные породы динамометаморфизма 95
 Горные породы кислые 56
 Горные породы средние 56
 Горные породы основные 56
 Горные породы ультраосновные 56
 Горные породы интрузивные 56
 Горные породы контактового метаморфизма 96
 Горные породы метаморфические 90, 91, 93, 97
 Горные породы осадочные 55
 Горные породы пневматизации и гидротермального метаморфизма 96
 Горные породы регионального метаморфизма 93
 Горные породы эффузивные 56
 Горный компас 117
 Горный хрусталь 25
 Горст 142
 Горючий сланец 89
 Грабен 142
 Гранат 10, 11, 29, 31, 46, 93, 91, 96, 98
 Гранит 54, 63
 Гранит-порфир 63
 Гранные углы 6, 7
 Гранодиорит 63
 Графит 16, 18, 23, 40, 93, 97
 Грейзен 96, 98
 Гроссуляр 31
 Группа (систем) 100—104, 111
 Дайка 67
 Двойное лучепреломление 20, 22
 Двойники кристаллов 11, 28, 38
 Дендриты 13
 Денудация 146
 Диатомит 85
 Диабаз 65
 Диагенез 54
 Диопир магматический 67, 68
 Дизъюнктивные формы 115, 142, 143—145
 Динамометаморфизм 90—95
 Диоритовый порфирит 65
 Диорит 64
 Долломит 10, 27, 44
 Друза 12, 13, 26
 Дунит 54, 65
 Железный блеск 25
 Железный шпат 27
 Жеода 13, 14, 86
 Жерловины 68, 69
 Залегание слоев 113, 115, 122, 123, 125, 137, 147
 Замок складки 126, 131

Зарамочное оформление 105, 144, 146, 148, 149, 154
Зеленые сланцы 95—97
Земная кора 4
Змеевик 34, 95, 97
Знаки элементов залегания слоев 121, 122, 123
Известняки 54, 82, 95
Известковый туф 84
Излом 18
Изоморфизм 16
Ильменит 17
Индексы 101, 105—107, 153, 155
Интрузивные породы 55, 62
Интрузивная залежь (силл) 67, 69
Иризация 17
Ископаемая рябь 72
Ископаемые угли 88
Исландский шпат 20, 27
Кальцит 10, 11, 16, 18, 21, 27, 44, 93, 95, 97
Калиевый полевоый шпат 56
Каменная соль 10, 21, 22, 25, 27, 44, 54, 87
Каменный уголь 88, 89
Каолин 34, 80
Каолинит 18, 34, 48, 56, 80
Карбонаты 27, 44
Карбонатные породы 82
Каркасные силикаты 36, 48, 50
Карта геологическая 90, 99, 100, 105, 110
Карта геоморфологическая 99
Карта гидрогеологическая 99
Карта глубинных горизонтов 99
Карта литологическая 99
Карта петрографическая 99
Карта полезных ископаемых 99
Карта тектоническая 99
Карта четвертичных отложений 99
Кварц 10, 11, 12, 18, 21, 25, 40, 56, 93—98
Кварцевый порфир 63
Кварциты 34, 94, 97
Кварциты сливные 95
Кварциты мелкозернистые 95
Кимберлит 65
Клинометр 117, 119, 120
Коллонды 5
Кольцевые силикаты 31, 46
Конгломерат 75—77
Конкреции 13, 15, 86
Кора выветривания 80
Коренные породы 99
Корунд 10, 21, 25, 42
Красный железняк 18, 25
Кремнистые породы 85, 95
Криптозой 104
Кристаллические решетки 4, 6
Кристаллические сланцы 94
Кровля 108
Крылья складки 126
Крыло (бок) разрыва 138
Купол 67, 68, 133, 136
Лава 66, 67
Лабрадор 17, 38, 50
Лабрадорит 65
Лакколит 68
Лампрофиры 64
Лавилли 66
Лейцит 39, 56
Ленточные силикаты 33, 46
Лимонит 5, 6, 18, 25, 26, 42
Линия восстания слоя 116, 117
Линия падения слоя 116, 120, 123, 152
Линия простирания слоя 116, 120, 121, 123
Линия разреза 150
Линия разрыва 143, 150, 152
Липарит 61, 63
Липаритовый порфир 61, 63
Листовые силикаты 33, 48
Лополит 67, 68

Магматические породы 55, 56, 62—65, 67—70, 95
Магнезит 10, 22, 27, 44
Магнетит 10, 11, 18, 24, 25, 27, 42, 93, 95, 97
Магнитный железняк 18, 25, 42
Магнитное склонение 122, 123
Магнитный азимут 122, 123
Магнитность 17, 22
Малахит 15, 27
Марказит 15, 16, 25, 40
Морион 24, 25
Масштабы карт 100
Мергель 85
Метасоматоз 90
Метаморфизм 54, 90, 96
Метаморфизм гидротермальный 90, 96
Метаморфизм контактовый 90, 96
Метаморфизм пневматолитовый 90
Метаморфизм региональный 90, 93
Метод литологический 101
Метод палеонтологический 100, 101
Метод петрографический 101
Метод стратиграфический 100
Микроклин 37, 50, 93, 94, 97
Минерал 4
Минеральные агрегаты 54
Милонит 96
Мицелины 13, 14
Мооса шкала 21
Морион 24, 25
Моноклиальное залегание 115
Моноклиальная структура (моноклиаль) 115
Мощность слоя 108
Мраморы 95—97
Мульда 136
Мусковит 34, 48, 93, 94, 97
Надвиги 140, 142
Наклонное залегание 115, 122, 123, 124
Натеки 16, 26, 27
Некки 68, 69
Несогласие стратиграфическое 109
Несогласие угловое 105, 106, 109
Несогласное залегание 109
Нефелин 10, 18, 38, 50, 56
Нефелиновый сиенит 38, 64
Нефелиновый сиенит-порфир-ортофир 64
Нефть 22, 39, 89
Обломочные (кластические) породы 70—75
Обсидан (вулканическое стекло) 61, 63, 65
Озокерит 39
Окислы 25, 40, 42
Оливин 21, 29, 46, 56
Олигоклас 38
Оолиты 84, 87
Опал 5, 15, 16, 18, 25, 42
Опока 86, 95
Определение минералов 117, 121—123
Определитель минералов 39
Опрокинутое залегание 125, 128, 129, 131, 133, 134, 140
Органогенные породы 70
Ортогнейс 95
Ортоклас 21, 22, 36, 37, 48
Ортосланец 95
Ортофиры 64
Осевая линия (ось) складки 125, 126, 128, 129, 133, 134
Осевая поверхность складки 125, 126, 128, 129, 133
Островные силикаты 29, 46
Ось симметрии 8
Отдел 101, 102—104
Относительный возраст 100
Отпечатки 72
Оформление разреза 110, 112, 113, 114, 115, 136, 141, 142, 146—155
Падение слоя 115, 116, 120, 152

- Парагнейс 95
 Парасланец 95
 Пегматит 61, 63
 Пелит 71, 74
 Пемза 63
 Периклиналь 135, 136, 149
 Перидотит 34, 65
 Период 100, 102—104
 Песчаники 74, 78, 95
 Песчаник кварцитовидный 95
 Песчано-глинистые породы 78, 79
 Песок 74, 78, 79
 Пирит 10, 11, 16, 18—21, 23, 40, 94
 Пирокластические породы 66
 Пироксенит 34, 65
 Пироксены 31, 46, 56, 93, 94, 96—98
 Пироп 31
 Плагноклазы 16, 36, 38, 93—98
 Пласт 69, 107
 Пликативные формы 115
 Плоскость симметрии 8
 Пневматолитовый процесс 90, 96
 Побежалость 17
 Поверхность наложения 108
 Поверхность несогласия 109, 135, 146
 Подошва 108
 Покровы вулканические 68, 69
 Покровы тектонические 140
 Полевые шпаты 17, 18, 21, 36
 Полезные ископаемые 54,
 Полиморфизм 16
 Пористость 72
 Построение геологического разреза 150—
 153
 Потоки 68, 69
 Прозрачность 18
 Простиране слоя 115, 116
 Процесс контактово-метасоматический 96
 Псаммиты 71, 78
 Псевдоморфозы 16
 Псефиты 71, 74, 75
 Разрывы 115
 Разрывы в складках 142, 150
 Разрез через складки 148, 150—153
 Разрез через разрывы 143, 144, 147, 150
 Растворы послемагматические 90, 96
 Риолит 63
 Рифт 142
 Роговая обманка 19, 33, 46, 93, 97
 Роговики 96, 97, 98
 Роговики амфиболовые 96
 Роговики биотитовые 96
 Роговики известково-силикатные 96
 Рубин 25, 42
 Рудные минералы 15, 17, 18, 22, 23, 27,
 40, 42, 44
 Рутил 10, 11
 Самородные элементы 23, 40
 Сапфир 25
 Сбросы пологие 139
 Сбросы вертикальные 138
 Сбросы крутые 139
 Сбросы в складках 142—144, 147
 Секрции 13, 14
 Селенит 28
 Сера 23, 46
 Серпидит 34, 48, 93, 94, 97
 Серпентин 34, 48, 56, 93, 95, 97
 Серпентинит 34, 95—97
 Сдвиги левые и правые 139, 142, 145
 Сдвиги в складках 142, 144, 145
 Селенит 28, 44
 Сидерит 27, 44
 Сиенит 64
 Сиенит-порфир-ортофир 61, 64
 Силикаты 29
 Силл 67, 68, 69
 Сильвин 23, 25
 Симметрия кристаллов 7
 Сиягония 8
 Сinekлиза 135
 Сивкливиорий 135
 Система 101—106
 Скарны 95, 98
 Складка 125, 132
 Складки антиклинальные 127, 128
 Складки антиформные 129, 131
 Складки брахиформные 133, 136
 Складки «воздушные» 128, 129
 Складки высокие и низкие 131
 Складки диапировые 130, 131, 132, 136
 Складки изометричные 133, 136
 Складки коленообразные (флексуры) 130,
 131
 Складки косые 128, 133, 134, 136
 Складки купольные 133, 136
 Складки лежащие 128, 129
 Складки линейные 133, 136
 Складки опрокинутые (наклонные) 128,
 129, 133, 134
 Складки открытые 129, 131
 Складки перевернутые 128, 131
 Складки пережатые (веерообразные) 127,
 129, 131, 135, 136
 Складки плоские 130
 Складки прямые 128, 129, 133, 134, 136
 Складки равномерные 130, 131
 Складки сжатые (изоклинальные) 129,
 131, 134
 Складки синклинальные 127, 128
 Складки синформные 128, 131—134
 Складки сундучные (коробчатые) 130, 131,
 133, 136
 Складки угловатые 131
 Складки эродированные 128, 129, 132
 Складки в плане 132, 133—136
 Сланцеватость 94
 Сланцы аргиллитовые 94
 Сланцы аспидные 94
 Сланцы глинистые 94
 Сланцы зеленые 95, 97
 Сланцы хлоритовые 94, 97
 Слоистая толща 71, 72, 107
 Слоистость 71, 72, 107
 Сланцы кристаллические 94
 Сланцы кровельные 94
 Сланцы слюдяные 94
 Сланцы слюдяно-кварцитовые 95, 97
 Сланцы тальковые 95, 97
 Сланцы тальковые 95, 97
 Слоистость 71, 72
 Слой 107
 Слой — ширина выхода 100, 101, 108, 133,
 135
 Слюда 18, 21, 34
 Сместитель 137, 142, 143
 Согласное залегание 109,
 Сочетание складок 132, 133, 135, 136
 Спайность 20, 21, 35
 Сталагмиты 16
 Сталактиты 16
 Стратиграфическая колонка 109, 111
 Структура 54, 58
 Структура атомная 4, 5
 Структура афанитовая 58, 61
 Структура афировая 58, 61
 Структура брекчневидная 71
 Структура волокнистая 71
 Структура гигантозернистая 58
 Структура графическая (пегматитовая)
 57, 58
 Структура зернистокристаллическая 93, 97
 Структура игольчатая 71, 93
 Структура ионная 4, 5
 Структура кристаллическая 93
 Структура крупнокристаллическая 58
 Структура листоватая 71, 93, 97
 Структура мелкокристаллическая 57, 58,
 94
 Структура микрочешуйчатая 93, 97
 Структура неравномернозернистая 52, 58
 Структура остаточная (реликтовая) 93

- Структура оолитовая 71
 Структура порфиристая 58, 61
 Структура порфиридная 57
 Структура радикал-ионная 5
 Структура скрытокристаллическая 58, 61
 Структура среднекристаллическая 57, 58
 Структура таблитчатая 93
 Структура чешуйчатая 93, 97
 Структурный этаж 145—148, 153
 Сульфаты 27, 44, 46
 Сульфиды 23, 40
 Сфалерит 25
 Тальк 18, 22, 34, 48, 93, 97
 Твердость (минералов) 5, 21
 Тектоническая брекчия 75, 89, 95
 Текстура 55
 Текстура беспорядочная 71, 93
 Текстура волокнистая 93
 Текстура гнейсовая 92, 93
 Текстура листоватая 71
 Текстура массивная 57, 58, 93
 Текстура мимдалекаменная 60
 Текстура ориентированная 108, 109
 Текстура очковая 91, 93
 Текстура плитчатая 97
 Текстура плойчатая 92—94, 97
 Текстура полосчатая 58, 71, 94
 Текстура пузыристая 58
 Текстура пятнистая 58
 Текстура сланцеватая 91, 93, 97
 Текстура слоистая 71
 Текстура тонкополосчатая 93
 Текстура трахитовая 60
 Текстура флюидная 59, 60
 Текстура черепитчатая 71
 Типы складок 127—132
 Топаз 18, 21, 50
 Торф 88
 Трахит 64
 Трахитовый порфир-ортофир—61
 Трепел 86
 Трещины усыхания 72
 Турмалин 31, 46, 98
 Туфопесчаники 66
 Туффиты 67
 Туфы 66
 Удельный вес 22, 75
 Углеродистые соединения 39
 Углистые частицы 94
 Угол несогласия 109
 Угол падения слоя 115, 116, 117, 120, 121
 Угол складки 126
- Условные знаки 102—104, 105—107, 153, 155
 Условные обозначения 105, 107
 Факолит 67, 68, 69
 Фанерозой 104
 Фаялит 29
 Фельдшпатоиды 36, 38
 Филлиты 94, 97
 Флексуры 130, 131
 Флюголит 36
 Флюорит 11, 21, 25, 26, 44
 Фосидит 61
 Фенолитовый порфир 61
 Формы магматических тел 67—70
 Форстерит 29
 Фосфаты 28, 46
 Фосфорит 13, 29, 46
 Халцедон 14, 16, 18, 25, 42
 Халькопирит 10, 17, 25, 40
 Хемогенные породы 70
 Хлорит 11, 12, 21, 34, 36, 48, 56, 93, 94, 97
 Цвет минералов 17
 Цвет черты 17
 Цветовые знаки 106, 107
 Цветное число 60, 62, 66
 Цемент 72, 74—79
 Церезин 39
 Центриклиналь 135, 136, 148
 Центр симметрии кристаллов 8
 Цепочечные силикаты 31, 46
 Цинковая обманка 18
 Чаша 136
Шарнир складки 126, 131, 143, 149
 Шамотит 36
 Шлиф 6
 Шток 63, 67
 Штриховые знаки 105—107
Эклогиты 95
 Элементы складок 125, 126, 133, 135
 Элементы залегания слоя 108, 115, 117, 119, 123
 Элеолит 38, 50
 Эпидот 56, 96—98
 Эпоха 101—104
 Эра 101—104
 Эффузивные породы 58, 59, 62
Ядро протыкания 130, 131
 Ядро складки 126—129, 136
 Январь 39
 Ярус 101—104
 Яшма 86, 95

Предисловие	3
I. Главнейшие породообразующие минералы	4
Общие сведения. <i>В. Н. Павлинов, К. М. Мельникова</i>	4
Внешний вид (морфология) минералов	4
Свойства кристаллических веществ	5
Кристаллографические оси и элементы симметрии кристаллов	7
Формы нахождения минералов в природе	10
Физические свойства минералов	17
Классификация минералов	23
Описание главнейших породообразующих и рудных минералов	23
Самородные элементы	23
Сульфиды	23
Оксиды и гидроокислы	25
Галогидные соединения	25
Надкласс солей кислородных кислот	27
Карбонаты	27
Сульфаты	27
Фосфаты	28
Силикаты	29
Островные силикаты	29
Кольцевые силикаты	31
Цепочечные силикаты	31
Ленточные силикаты	33
Листовые силикаты	33
Каркасные силикаты	36
Калиево-натровые полевые шпаты	36
Плагиоклазы	38
Фельдшпатоиды	38
Углеродистые соединения	39
Определитель породообразующих минералов	39
Методика пользования определителем	39
Схема определения минералов	52
II. Главнейшие горные породы	54
Магматические горные породы. <i>Н. Г. Лин</i>	55
Порядок изучения и описания отличительных признаков интрузивных пород	56
Порядок изучения и описания отличительных признаков эффузивных и сходных с ними жильных пород	58
Описание магматических пород	62
Кислые породы	63
Средние породы	64
Щелочные породы	64
Основные породы	65
Ультраосновные породы (гипербазиты)	65
Определение магматических пород по табл. 4	65
Пирокластические горные породы	66
Формы залегания магматических горных пород <i>В. Н. Павлинов</i>	67
Осадочные горные породы. <i>Д. Г. Сапожников</i>	70
Главнейшие признаки осадочных горных пород	70
Структура и текстура	71
Окраска	73
Удельный вес	75
Краткое описание осадочных горных пород	75
Обломочные (кластические) породы	75
Грубообломочные породы (псефиты)	75
Песчаные породы (псаммиты)	78

Алевритовые породы (аледриты)	79
Глинистые горные породы (пелиты)	79
Породы химического и органического происхождения	82
Карбонатные породы	82
Известняки	82
Доломиты	85
Кремнистые породы	85
Сернокислые и галондные породы	87
Железистые породы	87
Фосфатные породы	88
Углеродистые породы (горючие ископаемые)	88
Метаморфические горные породы, <i>Д. С. Кизевальтер</i>	90
Важнейшие особенности метаморфических пород	91
Породы регионального метаморфизма	93
Породы динамометаморфизма	95
Породы контактового метаморфизма	96
Породы пневматолита и гидротермального метаморфизма	96
Общие замечания по определению метаморфических пород	96
III. Геологические карты и разрезы	99
Общие сведения, <i>А. Е. Михайлов, М. Н. Никитина</i>	99
Геохронологическая шкала	100
Условные обозначения на геологических картах	105
Мощность слоя, <i>А. Е. Михайлов</i>	107
Несогласия	109
Стратиграфические колонки и геологические разрезы	109
Горизонтальное залегание слоев	113
Типы тектонических нарушений	115
Наклонное залегание, <i>А. А. Рыжова</i>	115
Элементы залегания слоя	115
Горный компас	117
Замеры элементов залегания слоя горным компасом	119
Нанесение элементов залегания слоя на карту	123
Изображение наклонно залегающих слоев на карте и разрезе	124
Складчатые нарушения, <i>В. Н. Павлинов</i>	125
Элементы складок	125
Типы складок	127
Изображение складок на геологической карте и разрезах	132
Разрывные нарушения, <i>А. Е. Михайлов</i>	137
Изображение разрывов на геологических картах и разрезах	142
Разрывные нарушения, осложняющие складчатые формы, <i>В. Н. Павлинов</i>	142
Определение возраста складок и разрывных нарушений по геологической карте	145
Построение геологических разрезов через складчатые формы, осложненные разрывными нарушениями	147
Предметный указатель	156

40 коп.

103

4248

НЕДРА