

ПОСОБИЕ

К ЛАБОРАТОРНЫМ ЗАНЯТИЯМ ПО КУРСУ ОБЩЕЙ ГЕОЛОГИИ

Допущено Министерством высшего образования
в качестве учебного пособия для студентов
геологических специальностей высших учебных
заведений



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1964

Лабораторные занятия по курсу «Общая геология» представляют собой весьма важную часть этого курса. Они имеют своей задачей, во-первых, ознакомить студента с важнейшими горными породами и составляющими их породообразующими минералами, а также с приемами макроскопического определения этих пород и минералов, и, во-вторых, научить пользоваться горным компасом и геологической картой, с применением простейших приемов чтения карты и составления по ней схематических профилей.

Таким образом, программа занятий в основном охватывает два крупных раздела: макроскопическое определение важнейших горных пород и породообразующих минералов и работу с геологической картой и горным компасом.

В учебной литературе почти нет руководств, которые могли бы служить пособием для практических занятий по курсу общей геологии. Существующие учебники по петрографии и геологической съемке или слишком велики по объему и рассчитаны на обслуживание специальных курсов, или построены как пособия для прохождения теоретической части общего курса геологии.

Изучение геологии начинается с первого курса, студенты которого не имеют подготовки по кристаллографии и минералогии. Поэтому в настоящее пособие включены элементарные сведения из указанных дисциплин, необходимые для ознакомления с горными породами. Оно разделяется на три главы: 1) Породообразующие минералы, 2) Горные породы и 3) Геологическая карта.

Выпуску этого пособия предшествовали издание в 1945 г. книги под заглавием «Руководство к практическим занятиям по курсу общей геологии», а еще ранее (1938 и 1940 гг.) два стеклографированных издания под редакцией и при участии Е. В. Милановского. В настоящем издании текст всех трех глав полностью переработан и снабжен новыми рисунками. Первая глава переработана В. Н. Павлиновым, вторая — А. А. Богдановым и третья — М. М. Жуковым. Общая редакция пособия выполнена А. А. Богдановым.

При пользовании этим пособием учащиеся должны изучать соответствующие разделы по одному из учебных руководств (например, С. С. Кузнецова «Общая геология») для теоретической

При работе над рукописью авторы пользовались советами и помощью многих преподавателей Московского геолого-разведочного института и Московского государственного университета. Самое большое участие приняли Н. А. Смольяников, Г. Ф. Крашенинников, И. Ф. Трусова и Г. М. Попов, взявшие на себя труд подробного разбора рукописи. Всем этим лицам авторы приносят глубокую благодарность.

ГЛАВА ПЕРВАЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Доступная нашему изучению часть твердой оболочки Земли, называемая литосферой, состоит из различных горных пород, в том числе рудоносных, которые слагают как высокие горные хребты, так и равнинные поверхности, занимающие большую часть суши. Горные породы и руды состоят из различных минералов.

Минералами мы называем природные химические соединения или самородные элементы, возникшие в результате разнообразных физико-химических процессов, происходящих внутри земной коры и на ее поверхности. Большинство минералов находится в природе в твердом состоянии (кварц, полевой шпат, слюда, кальцит, каменная соль и т. д.), но есть также жидкие минералы — ртуть, воды, нефти. В качестве газообразных минералов можно назвать углекислый газ, сероводород, сернистый газ и др. Минералы различаются по химическому составу и физическим свойствам.

Из общего числа (около 2500) минералов, известных в настоящее время и изучаемых в курсе минералогии, очень немногие имеют массовое распространение в природе. Существенную роль в сложении горных пород играет только около 50 минералов, которые называются породообразующими минералами.

Не имея представления о породообразующих минералах, их происхождении, признаках, составе и свойствах, нельзя приступить к изучению горных пород.

ВНЕШНИЙ ВИД (МОРФОЛОГИЯ) МИНЕРАЛОВ

Твердые минералы встречаются в природе либо в виде кристаллов, имеющих более или менее выраженную форму многогранников, либо в виде неправильных по форме зерен или сплошных масс, но характеризующихся кристаллической природой своего вещества, либо, наконец, в виде аморфных масс. Минералы образуют или отдельные небольшие скопления, или крупные сплошные массы.

К числу характерных свойств большинства минералов как кристаллических тел относится свойство самоограничения, т. е. способность принимать многогранную форму. Каждому минералу присуща своя кристаллическая форма, зависящая полностью от химического состава и строения вещества, слагающего данный минерал, и от условий образования минерала.

Плоскости, ограничивающие кристаллы, называются гранями, линии их пересечения — ребрами, точки пересечения ребер — вершинами (рис. 1).

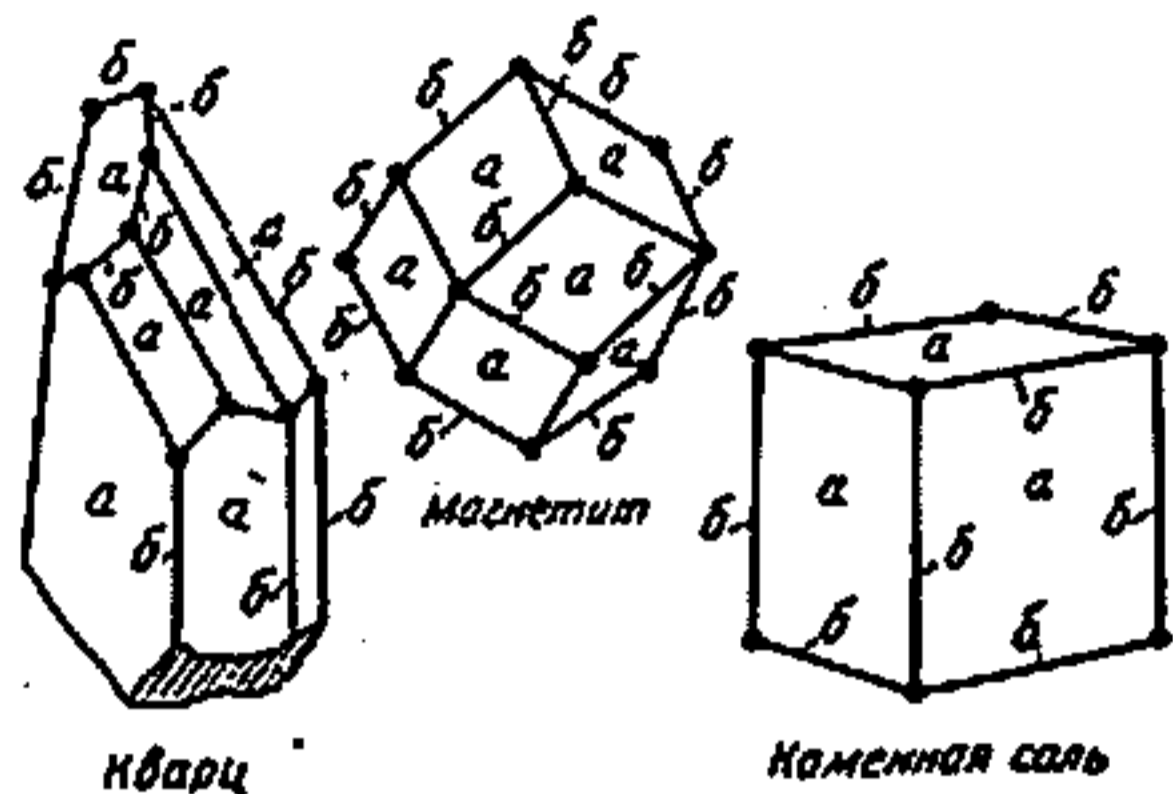


Рис. 1. Расположение у кристаллов граней (а), ребер (б) и вершин (точки)

Способность кристаллов приобретать правильные формы обусловлена закономерным расположением составляющих их частиц — атомов (ионов) и молекул. В аморфном веществе (не кристаллическом) эти частицы располагаются в беспорядке. Пространственное расположение этих частиц образует структуру кристалла. На

рис. 2 изображены структуры нескольких минералов. Кристаллические структуры очень разнообразны. Аморфные вещества (жидкости, газы, стекла и коллоиды) кристаллической структуры не имеют.

Внешняя форма кристаллов в какой-то мере является функцией их строения — структуры. Различаются структуры атомные (в узлах располагаются атомы), ионные (в узлах располагаются ионы), радикал-ионные (в узлах располагаются ионы и радикалы, т. е. группы ионов, например $[\text{CO}_3]$ в случае солей угольной кислоты) и молекулярные (в узлах располагаются молекулы).

Основы учения о строении кристаллов были разработаны русским ученым-кристаллографом Е. С. Федоровым.

Современная кристаллография изучает кристаллическую структуру вещества при помощи рентгеновских лучей. Этим способом определяются размеры и тип элементарной ячейки структуры, а также даются в абсолютных единицах расстояния между слагающими ее частицами.

Е. С. Федоров в конце прошлого столетия впервые вывел 230 законов пространственного расположения частиц в кристаллах. Впоследствии этот вывод Федорова был подтвержден рентгеновским анализом.

Реальные грани кристаллов соответствуют наиболее плотным, т. е. наиболее густо покрытым частицами, атомным сеткам

(плоскостям) структур, ребра же — атомным рядам — линиям пересечений атомных сеток.

Углы между соответствующими гранями кристаллов одного и того же вещества одинаковы и постоянны. Закон постоянства граничных углов дает возможность по этим углам точно определять минералы

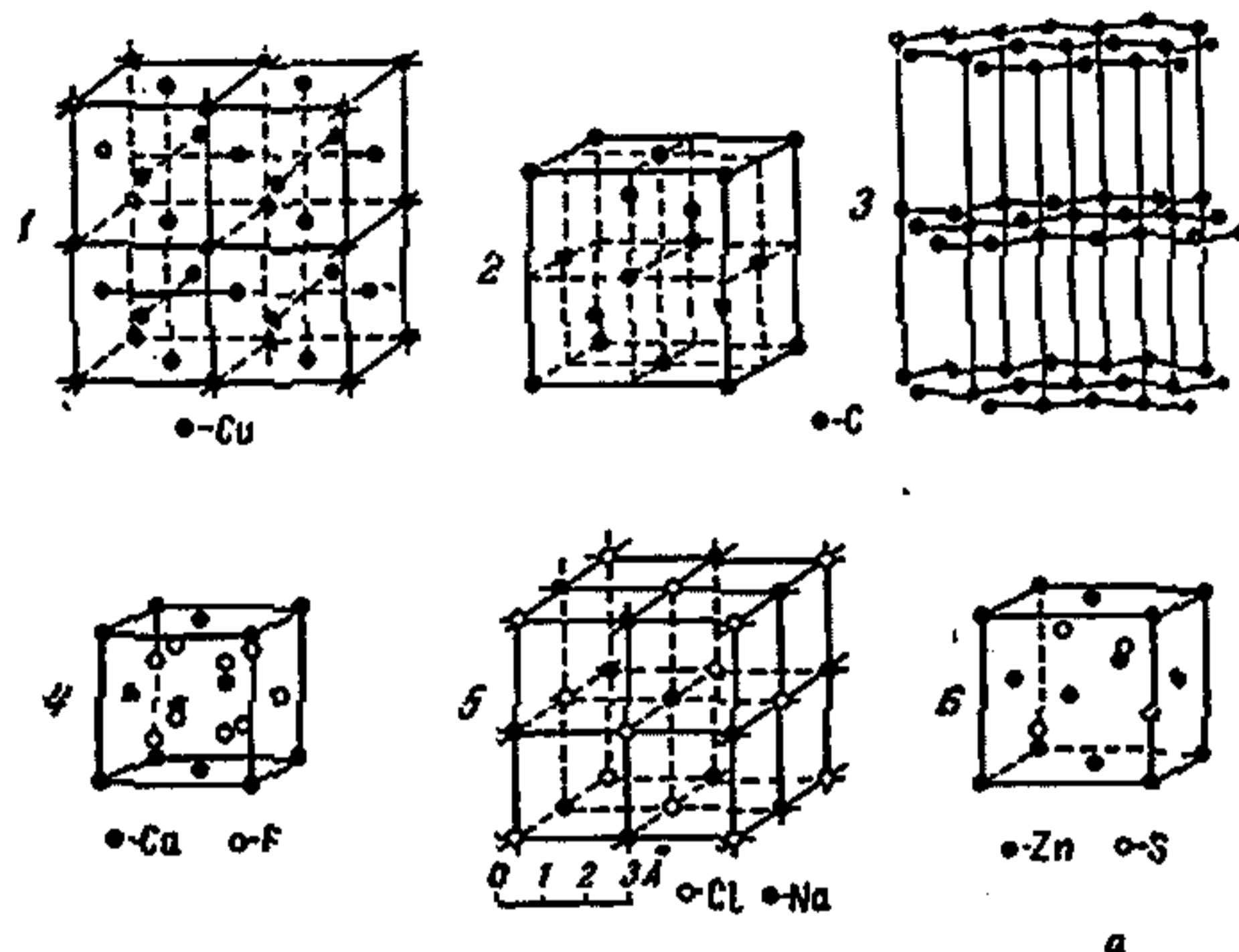
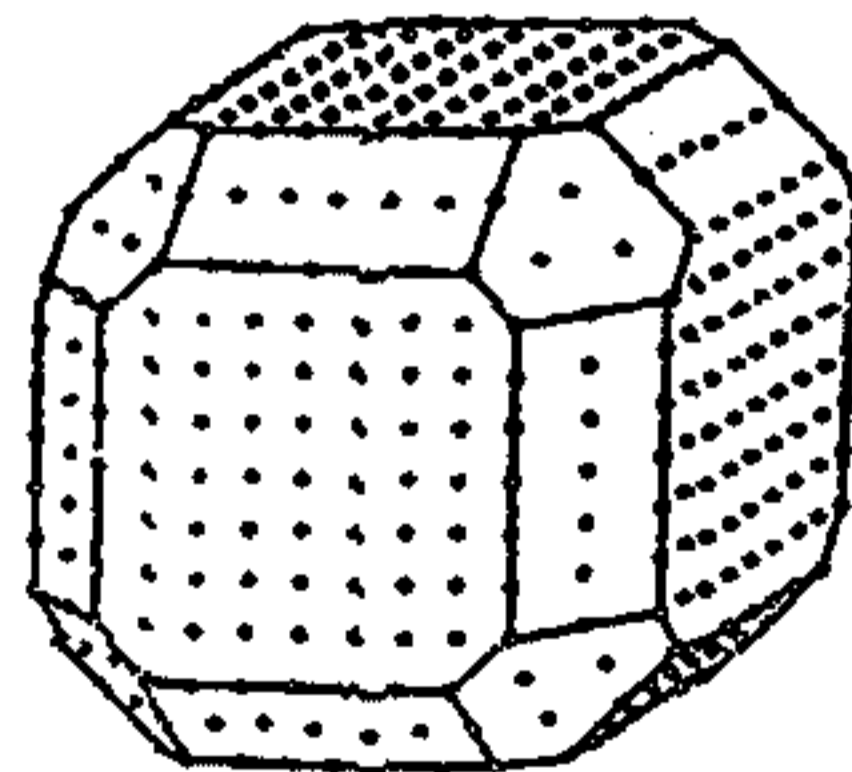


Рис. 2. а — структуры: 1 — меди, 2 — алмаза, 3 — графита, 4 — флюорита, 5 — галенита и 6 — цинковой обманки; б — схема строения кристалла



(рис. 3). При постоянстве граничных углов величина и форма граней одного и того же минерала могут значительно меняться, а вместе с тем будет изменяться и общий вид кристаллов. Однако структура кристаллов при этом остается неизменной, так как различия в количестве и расположении граней не изменяют величин граничных углов (рис. 4). Углы между гранями отвечают внутреннему строению кристаллического вещества. М. В. Ломоносов был одним из первых, кто указал на это.

Закон постоянства граничных углов вытекает из того, что грани кристалла при его росте перемещаются параллельно самим себе. Этот закон помогает определять минералы в мелких обломках кристаллов, если только эти обломки в какой-то мере сохраняют естественные грани, а также в кристаллах, выросших в разных условиях и различающихся по внешнему виду.

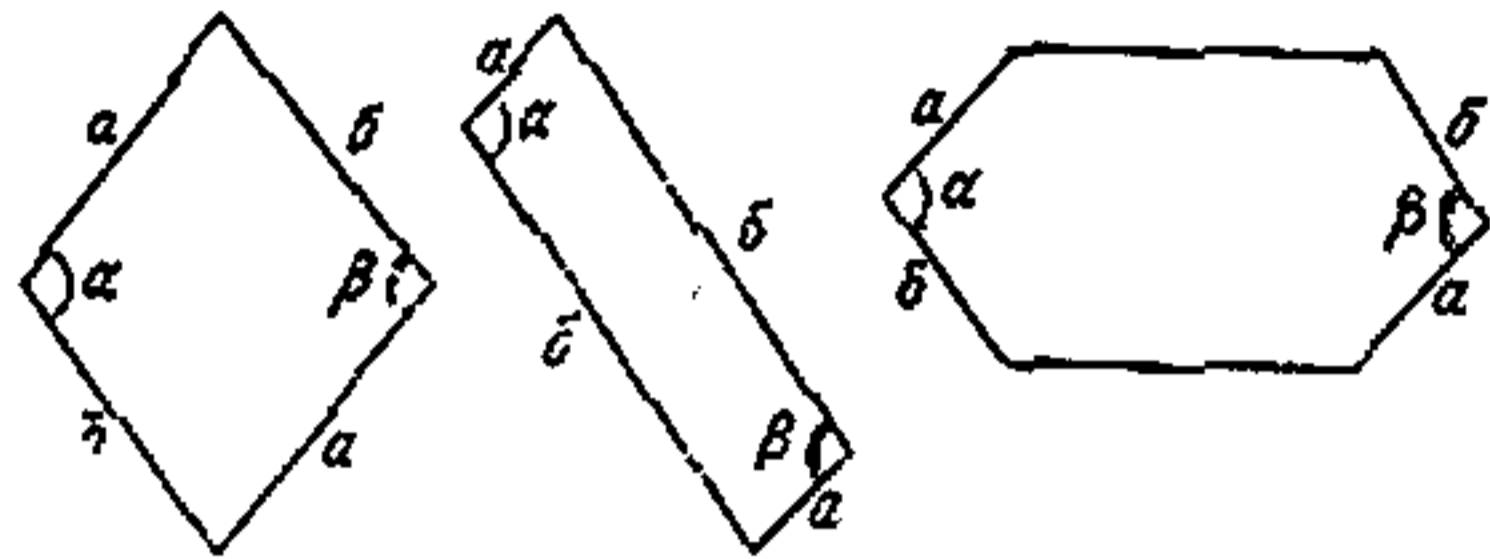


Рис. 3. Постоянство граничных углов (α и β) при меняющейся форме кристаллов

Закон постоянства граничных углов позволяет для каждого естественного кристалла вывести его идеальную форму, которая обнаруживает характерную для данного кристалла симметрию.

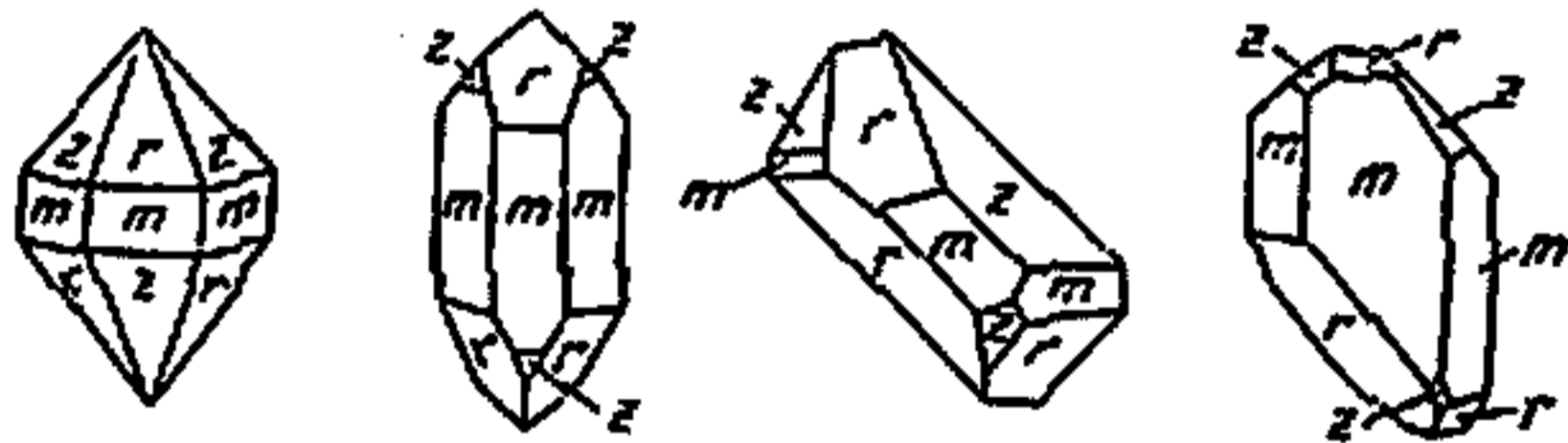


Рис. 4. Разнообразие форм кристаллов кварца при постоянстве углов между соответствующими гранями

Симметричность кристалла выражается в правильном повторении элементов его ограничения, т. е. граней, ребер и вершин.

Так, при вращении кристалла, имеющего вид правильной шестигранной призмы, вокруг его оси при каждом повороте на 60° будет наблюдаться полное совмещение всех его граней, ребер и вершин с их начальным положением. Следовательно, этот кристалл построен симметрично.

Прямая линия, при вращении вокруг которой кристалла или вообще какого-либо предмета на один и тот же угол наблюдается правильное повторение элементов ограничения, называется осью симметрии (обозначается условно латинской буквой L). Ось симметрии бывает нескольких видов. При полном по-

вороте (на 360°) кристалл может совмещаться с исходным положением 2, 3, 4 или 6 раз. Число повторений при повороте на 360° обозначается цифрой, которая ставится вверху буквы L справа (рис. 6); L^2 — ось симметрии второго, L^3 — третьего, L^4 — четвертого, L^6 — шестого порядка.

В частности, куб (рис. 7) имеет четыре оси третьего порядка (соединяющие противоположные вершины трехгранных углов), три оси четвертого порядка (соединяющие середины противоположных квадратов) и шесть осей второго порядка (соединяющие середины противоположных ребер). Трехгранная призма имеет только одну ось третьего порядка и три оси второго порядка.

Кроме простых осей симметрии (L^2 , L^3 , L^4 и L^6), в некоторых кристаллах существуют сложные зеркально-поворотные оси симметрии. У таких кристаллов (например, у тетраэдров халькопирита) симметричное преобразование происходит при вращении кристаллов вокруг осей с одновременным отражением в плоскости, перпендикулярной к этим осям (рис. 8). Например, на рис. 8,а прямая L^2 представляет собой простую двойную ось. Вместе с тем, при повороте кристалла вокруг этой оси на 90° с последующим отражением в перпендикулярной плоскости наблюдается самосовмещение фигуры. Так как при полном повороте на 360° таких самосовмещений будет всего 4,

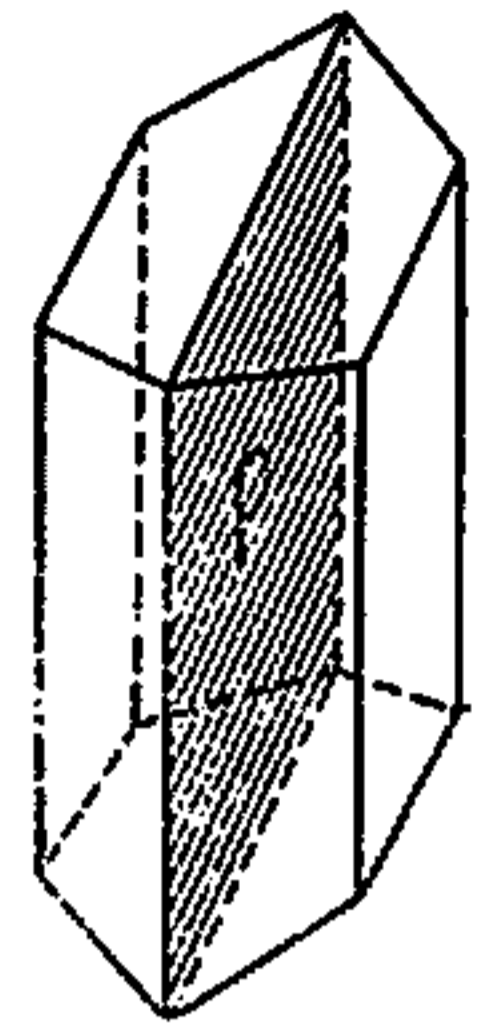


Рис. 5. Плоскость симметрии (P) в кристалле гипса (заштрихована)



Рис. 6. Фигуры (вертушки), симметричные относительно осей L^2 , L^4 и L^6 (перпендикулярных к плоскости чертежа)

то ось L^2 будет уже не простой двойной осью, а четверной зеркально-поворотной осью (L^2_4). Вообще же зеркально-поворотные оси обозначаются L_2 , L_3 , L_4 и L_6 .

Мысленно проведенная плоскость, которая при зеркальной симметрии делит фигуру на две равные части, относящиеся одна к другой, как предмет к своему изображению в зеркале, называется плоскостью симметрии. Эта плоскость обозначается буквой P (рис. 5).

Разные формы кристаллов имеют различное количество плоскостей симметрии. Наибольшее количество (девять) таких плоскостей, проходящих через противоположные ребра и сере-

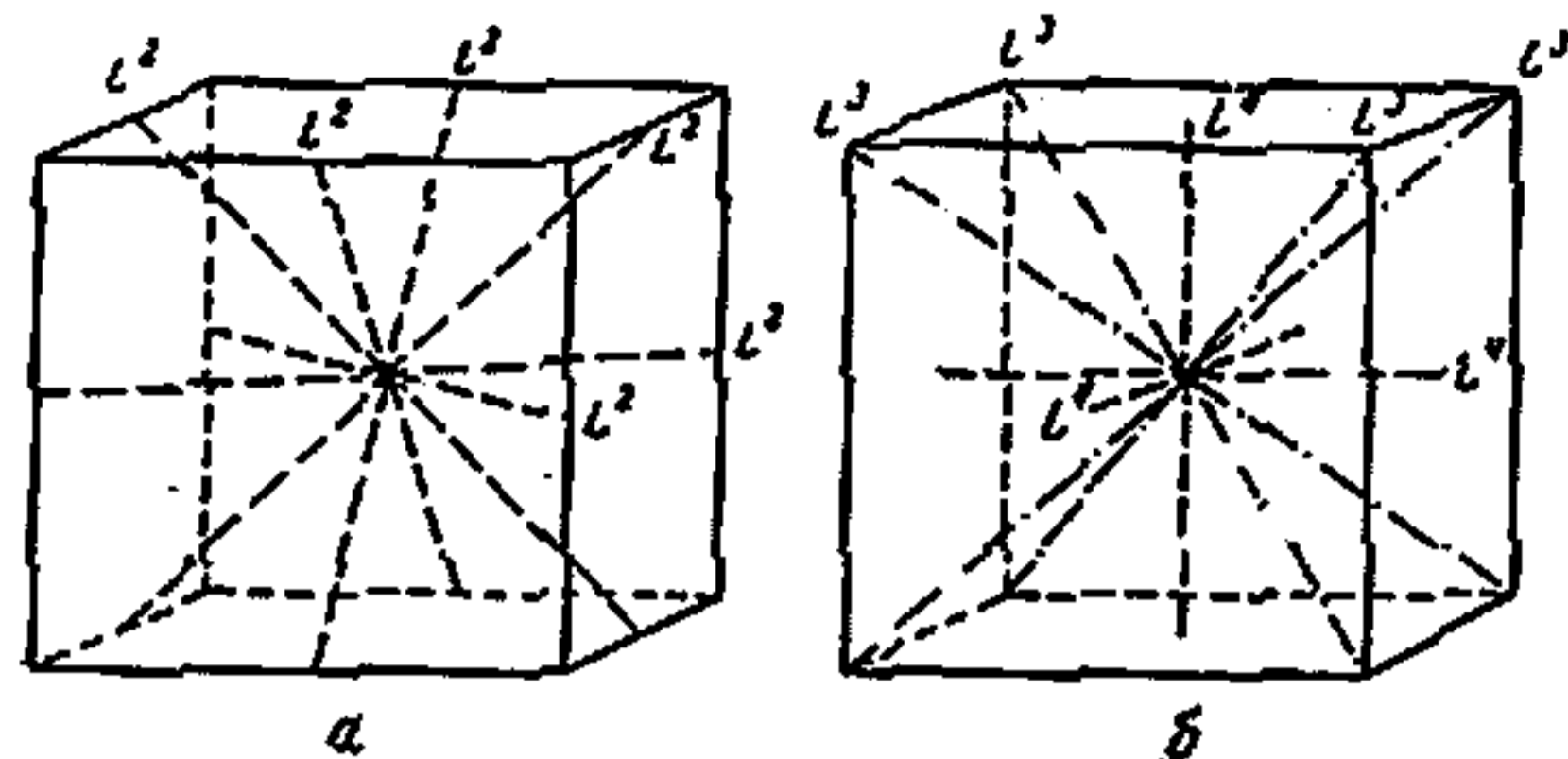


Рис. 7. Расположение осей симметрии в кубе
а—оси симметрии второго порядка (L^2); б—оси симметрии третьего порядка (L^3) и четвертого порядка (L^4)

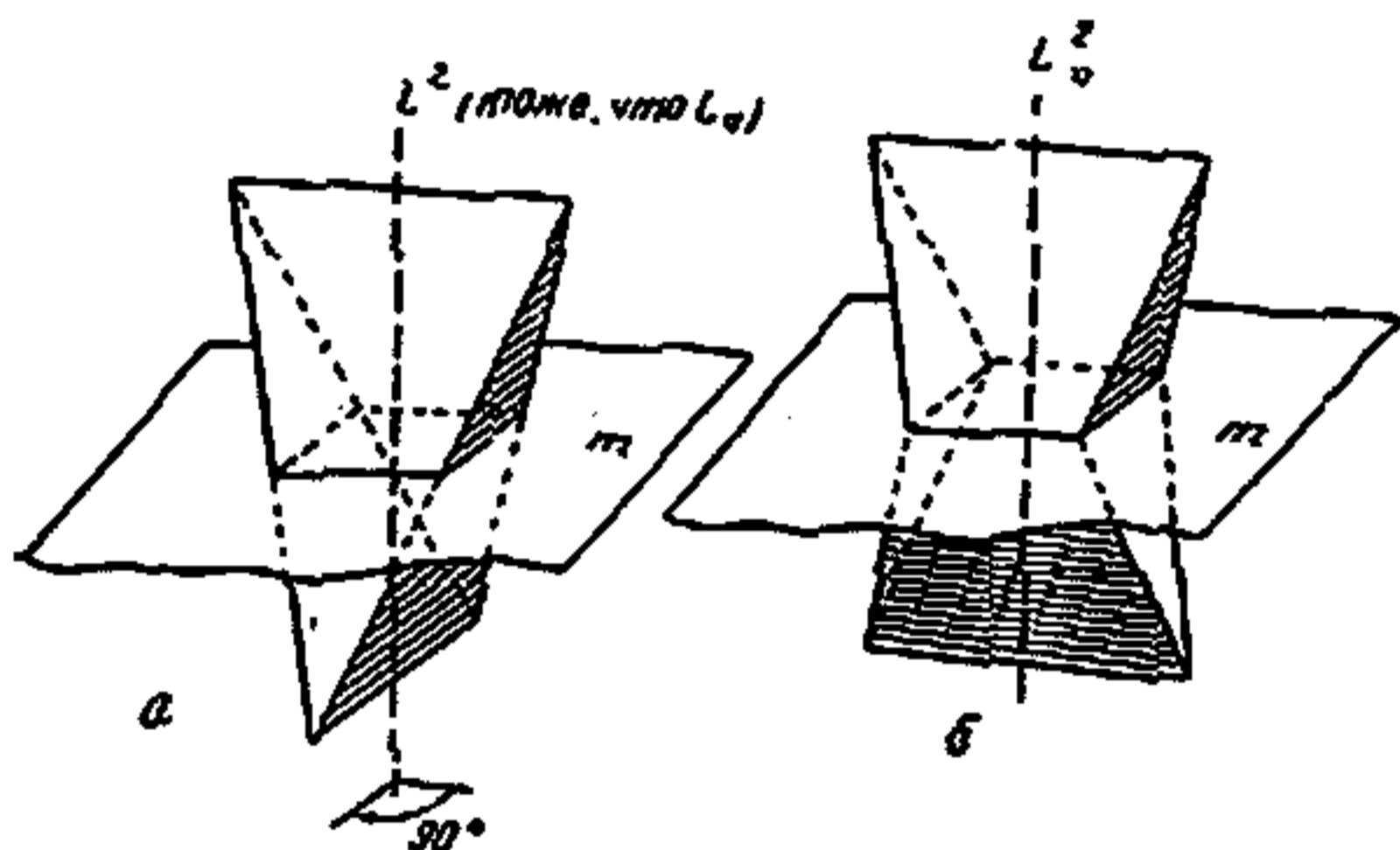


Рис. 8. Действие зеркально-поворотной оси четвертого порядка (L_4)
а—начальное положение, тетраэдр пересечен плоскостью отражения m ; б—нижняя половина тетраэдра повернута на 90° , положение отвечает отражению в зеркале

дины противоположных граней, имеют, например, кристаллы в форме куба (рис. 9). У шестигранной призмы таких плоскостей семь, у трехгранной призмы — четыре.

Кроме осей и плоскостей симметрии, многие кристаллические многогранники имеют центр симметрии — точку, от которой в диаметрально противоположных направлениях на равных расстояниях располагаются одинаковые элементы ограничения (параллельные грани, вершины). Центр симметрии обозначается буквой C (рис. 10). В кристалле не может быть больше

одного центра симметрии. У некоторых кристаллов (например, в трехгранной призме) центр симметрии отсутствует.

Ось, плоскость и центр симметрии называются элементами симметрии. Число элементов симметрии зависит от

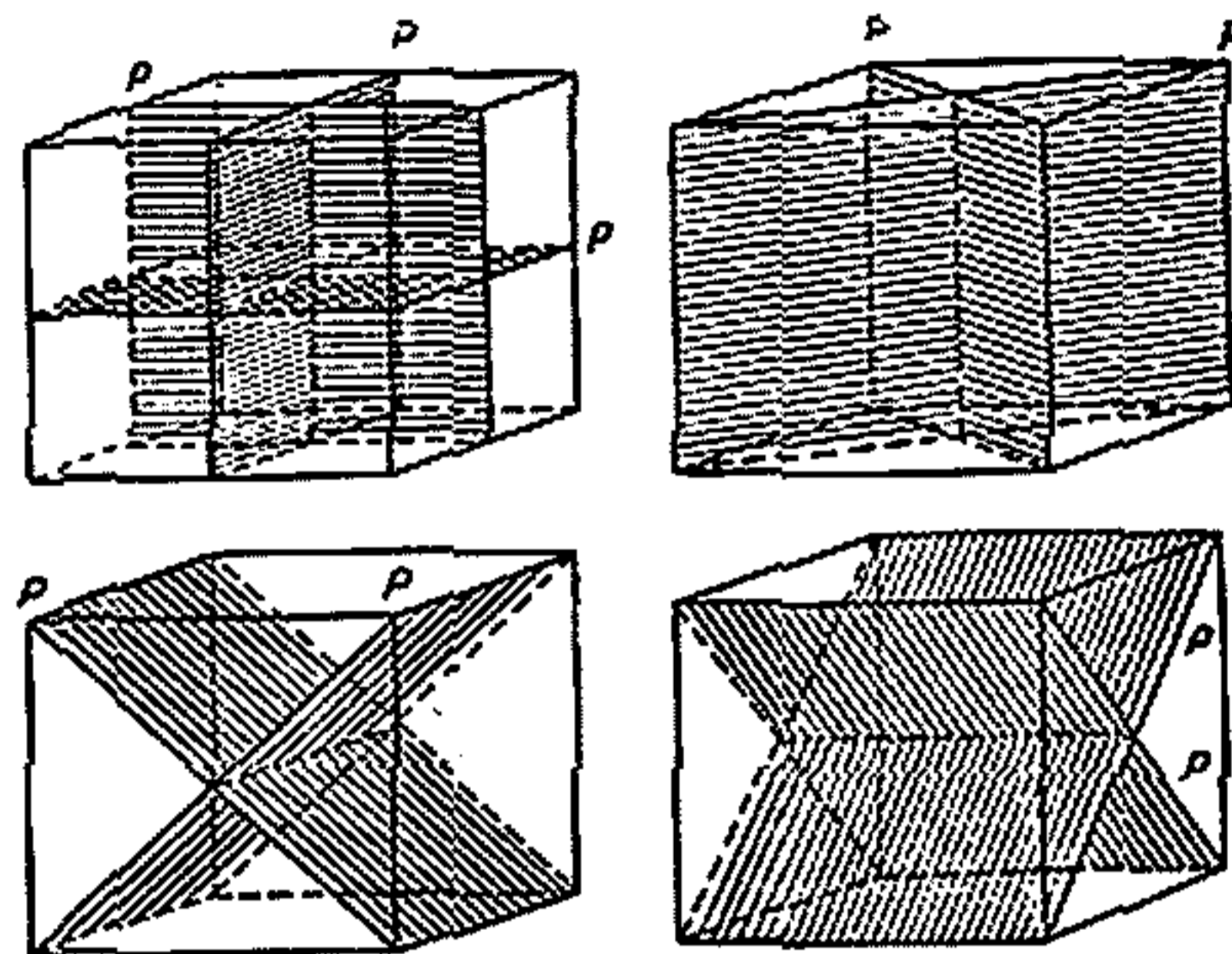


Рис. 9. Расположение девяти плоскостей симметрии (P) в кубе

внутреннего строения кристаллов и строго ограничено, в отличие от геометрических многогранников, у которых это число не ограничено. В кристаллах возможны лишь двойные, тройные, четверные и шестерные поворотные и зеркально-поворотные оси симметрии.

Все элементы симметрии в кристаллах находятся во взаимной связи. Если взять, например, гексагональную (шестигранную) призму, то в ней окажется шесть осей симметрии второго порядка, которые связаны между собой одной осью симметрии шестого порядка. В кубе три оси симметрии четвертого порядка связаны с четырьмя осями третьего порядка. Но возможные для кристаллов элементы симметрии могут наблюдаться и в отдельности: только одна ось симметрии (например, второго порядка) или только одна плоскость симметрии и т. д.

Русский ученый А. В. Гадолин в 1869 г. показал, что у кристаллов возможны 32 различные комбинации элементов симметрии, называемые классами или видами симметрии. Все виды или

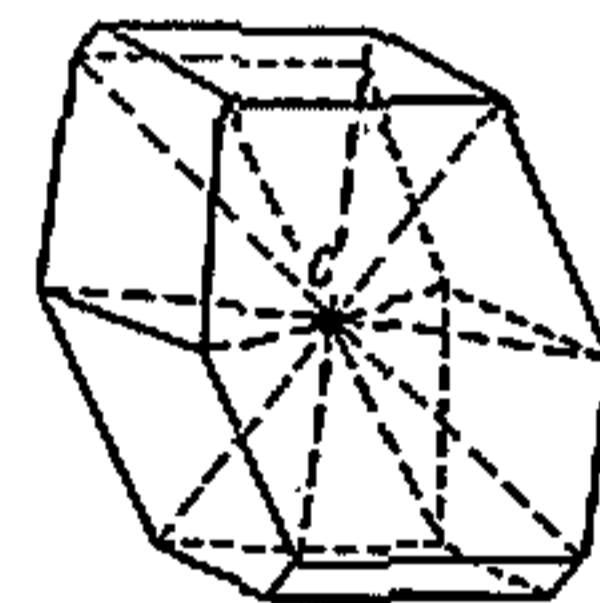


Рис. 10. Пример кристалла с центром симметрии

классы симметрии группируются условно по степени сложности в семь крупных групп или систем, называемых сингониями.

Различаются следующие сингонии: 1) триклинная, 2) моноклинная, 3) ромбическая, 4) тригональная, 5) гексагональная, 6) тетрагональная или квадратная и 7) кубическая.

Триклинная сингония (низшая) объединяет два вида, моноклинная и ромбическая — по три вида, тригональная — пять видов, гексагональная и квадратная (тетрагональная) — по семи видов и кубическая (высшая) — пять видов симметрии.

К триклинной сингонии (рис. 11, 1—3) относятся кристаллы, в которых из возможных элементов симметрии наблюдается только центр симметрии (C), например кристаллы полевых шпатов (альбит или микроклин), или эти элементы совсем отсутствуют.

К моноклинной сингонии (рис. 11, 4—5) относятся кристаллы, которые имеют или одну плоскость симметрии, или одну поворотную ось второго порядка, или ту и другую и, кроме того, центр симметрии ($L^2 PC$). Таковы, например, кристаллы гипса, мусковита, ортоклаза и некоторых амфиболов.

К ромбической сингонии (рис. 11, 6—9) относятся кристаллы с одной или тремя осями второго порядка и одновременно с двумя или тремя плоскостями симметрии ($L^2 2P$ или $3L^2 3PC$) или с тремя осями второго порядка без плоскостей симметрии ($3L^2$). Широким распространением из минералов этой сингонии пользуются ангидрит, сера, оlivия, топаз и марказит.

Форма кристаллов двух следующих сингоний — тригональной и гексагональной — весьма похожи, поэтому некоторые ученые называют и ту и другую гексагональной. Высшее сочетание элементов симметрии в тригональной сингонии $L^6 3L^2 3PC$, в гексагональной сингонии — $L^6 L^2 7PC$.

Кристаллы тригональной сингонии (рис. 11, 10—13) часто 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 головки кварца представляют собой комбинацию двух ромбоэдров.

Кристаллы гексагональной сингонии (рис. 11, 14—16) имеют форму шестигранных призм, срезанных перпендикулярно к L^6 или увенчанных на основаниях гексагональными или дигексагональными пирамидами. Таковы кристаллы апатита и нефелина.

Тетрагональная, или квадратная, сингония (рис. 11, 17—20) характеризуется присутствием в кристаллах одной оси симметрии четвертого порядка (простой или сложной). Сечение, перпендикулярное к этой оси, обычно имеет форму квадрата или восьмиугольника. Высшим сочетанием элементов симметрии в квадратной сингонии может быть $L^4 L^2 5PC$. Из наиболее распространенных минералов сюда относятся халькопирит,

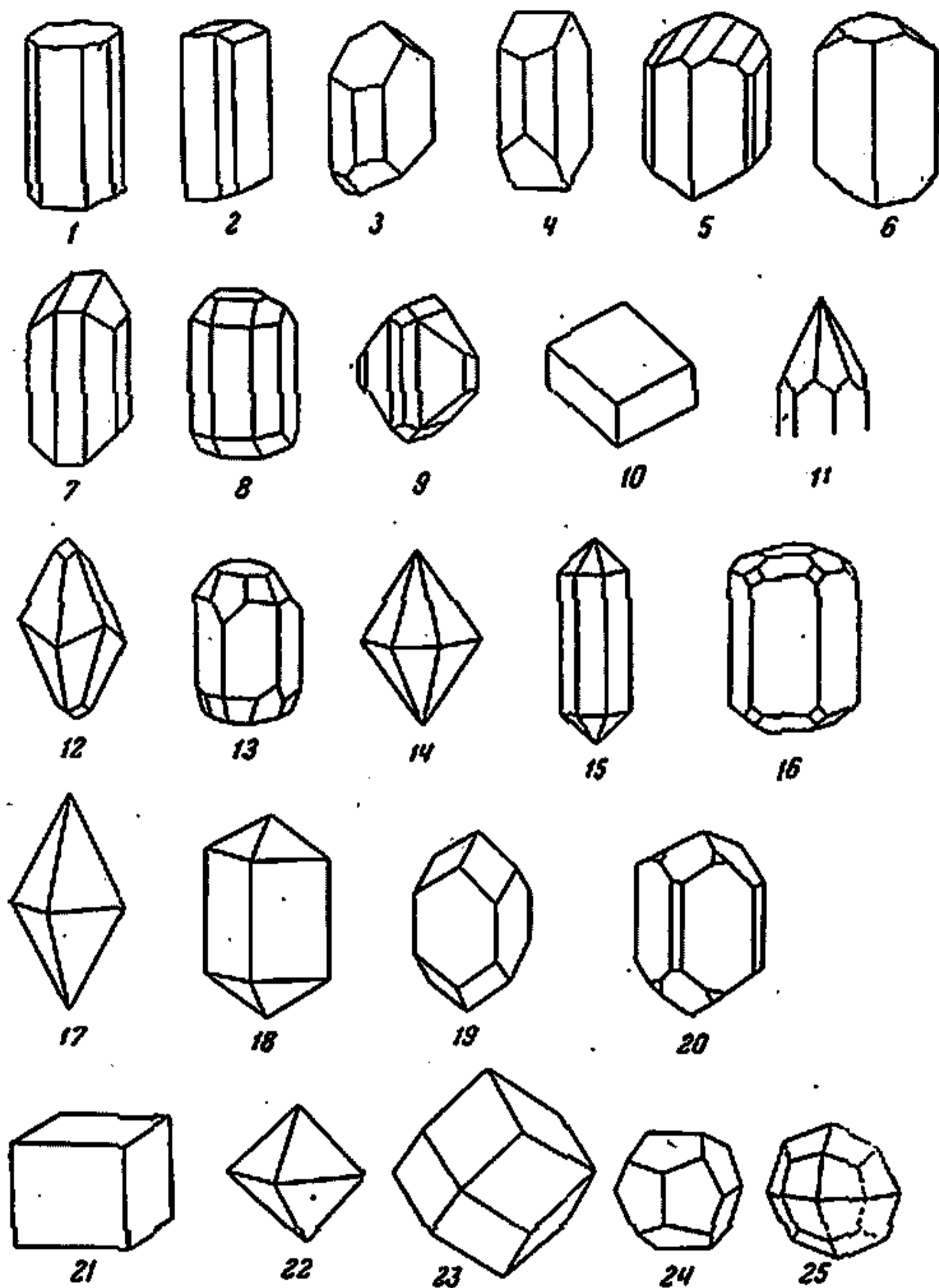


Рис. 11. Наиболее распространенные формы кристаллов 1—3—кристаллы триклинной сингонии; 4—5—кристаллы моноклинной сингонии; 6—9—кристаллы ромбической сингонии; 10—13—кристаллы тригональной сингонии; 14—16—кристаллы гексагональной сингонии; 17—20—кристаллы тетрагональной сингонии; 21—25—кристаллы кубической сингонии

а из редких минералов — циркон. Особенно характерны кристаллы циркона, имеющие форму четырехгранных призм с пирамидами.

Кристаллы кубической сингонии (рис. 11, 21—25) имеют четыре оси третьего порядка в сочетании с другими элементами симметрии. Высшее сочетание элементов симметрии в кубической сингонии $3L^4L^36L^29PC$. К этой сингонии принадлежат кристаллы каменной соли и пирита (имеющие форму кубиков), алмаза, а также двенадцатигранные кристаллы граната, восьмигранные кристаллы магнетита (октаэдр) и двадцатичетырехгранные, изометрической формы, равномерно развитые во всех направлениях кристаллы лейцита.

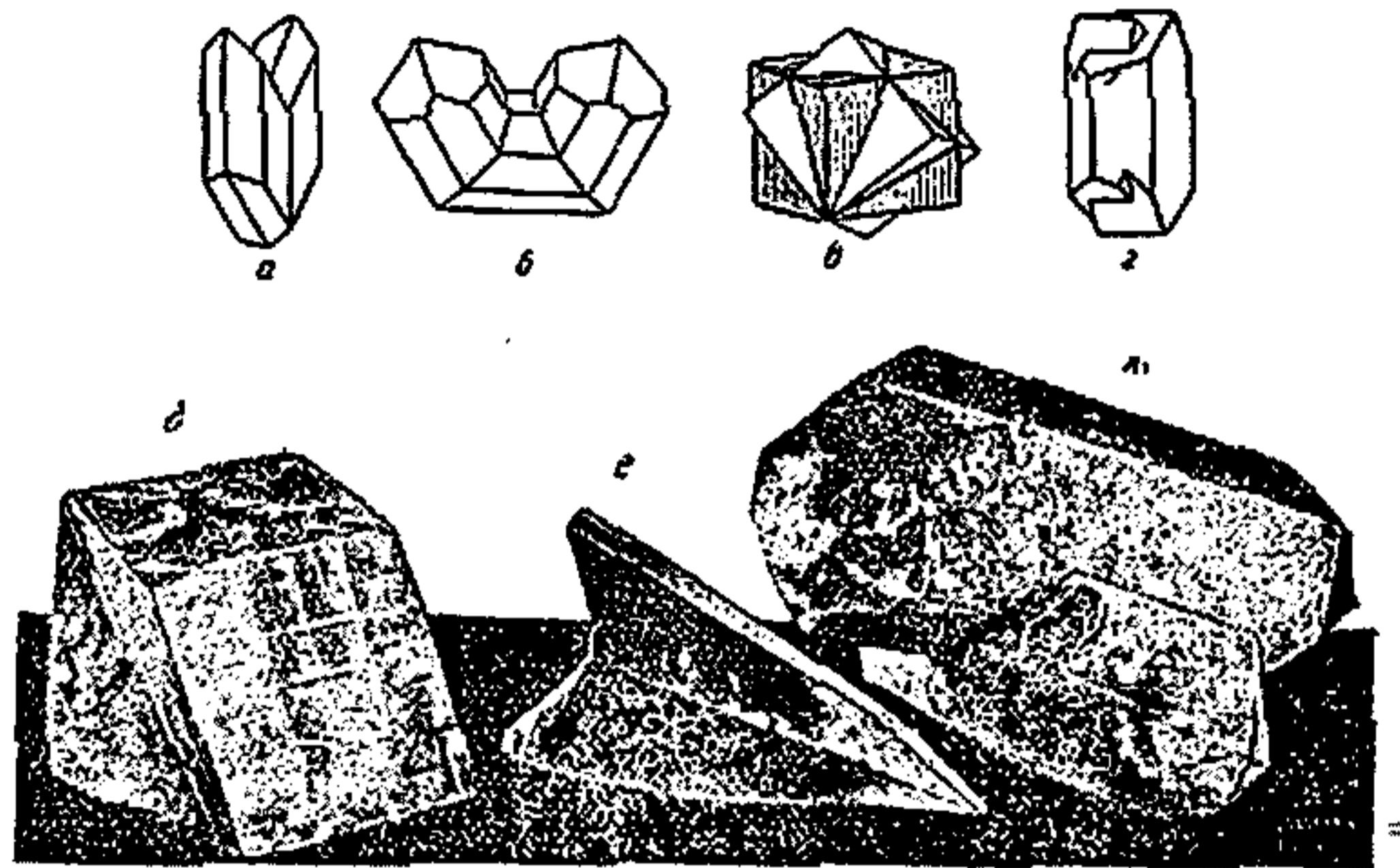


Рис. 12.

Типы срастания кристаллов: а—двойник гипса, б—тройник рутила; типы прорастания: в—двойник флюорита, г—двойник кальевого полевого шпата. Внизу фотографии двойников кальцита (д), гипса (е) и кварца (ж)

Форма кристаллов находится в тесной связи с элементами симметрии, а следовательно, и с сингонией, элементы же симметрии кристаллов определяются внутренним строением минерала.

Определение вида симметрии естественных крупных кристаллов, а тем более мелких кристаллов, находящихся в массе породы, требует специальных исследований. Для определения сингонии на глаз необходимо, чтобы форма кристаллов была хорошо выражена.

Изучением кристаллической формы и структур минералов занимается специальная наука — кристаллография. В курсе общей геологии формами кристаллов пользуются главным образом как признаком для определения минералов.

Некоторые минералы имеют вид закономерно сросшихся нескольких кристаллов. Закономерные сростки кристаллов называются двойниками, тройниками и т. д. Двойники образуются или при срастании кристаллов, как, например, «ласточкин хвост» гипса, или при прорастании кристаллов, как плавиковый шпат (рис. 12). Не следует смешивать закономерные сростки с незаконными агрегатами кристаллов, например друзам. Друзы представляют собой «щетки» кристаллов, выросших на какую-нибудь поверхность (рис. 13). Они часто образуются на стенках пустот (полостей) в горных породах, пещер в известняках и трещин.

Иногда друзы почти целиком заполняют небольшие пустоты; такие заполненные пустоты называются секрциями (рис. 14). Мелкие секрции в излившихся породах называются миндалинами (рис. 15, а) по сходству с формой зерен миндаля. Минералы в миндалинах очень часто представлены совершенно правильными кристаллами и сростками кристаллов. Крупные секрции как в изверженных, так и в осадочных породах с оставшейся в середине пустотой и с друзами по стенкам называются жеодами (рис. 15, б). Друзы и жеоды часто сложены кварцем, кальцитом и другими минералами; периферийные части кварцевых жеод нередко состоят из халцедона.

В природе часто можно встретить минералы одной и той же кристаллической формы, но с переменным химическим составом. Такие минералы следует рассматривать как своего рода растворы двух или нескольких компонентов, аналогичных по структуре, но различных по составу. Качественные отношения между компонентами в таких растворах могут изменяться при сохранении основной структуры. Это свойство минералов сохранять основную структуру при замещении одних ионов или групп



Рис. 13. Друзы кристаллов: гипса (а) и кварца (б)



ионов другим называется изоморфизмом, а обладающие этим свойством вещества — изоморфными смесями.

Примером может служить плагиоклаз (полевой шпат), представляющий собой изоморфную смесь двух компонентов альбита $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и анортита $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$.

В пористых зернистых породах, в которых циркулируют растворы, вокруг какого-нибудь центра могут происходить стяжения вещества, образующие радиально-лучистые



Рис. 14. Секрешия, состоящая из агата и халцедона

или иной структуры агрегаты шарообразной или неправильной

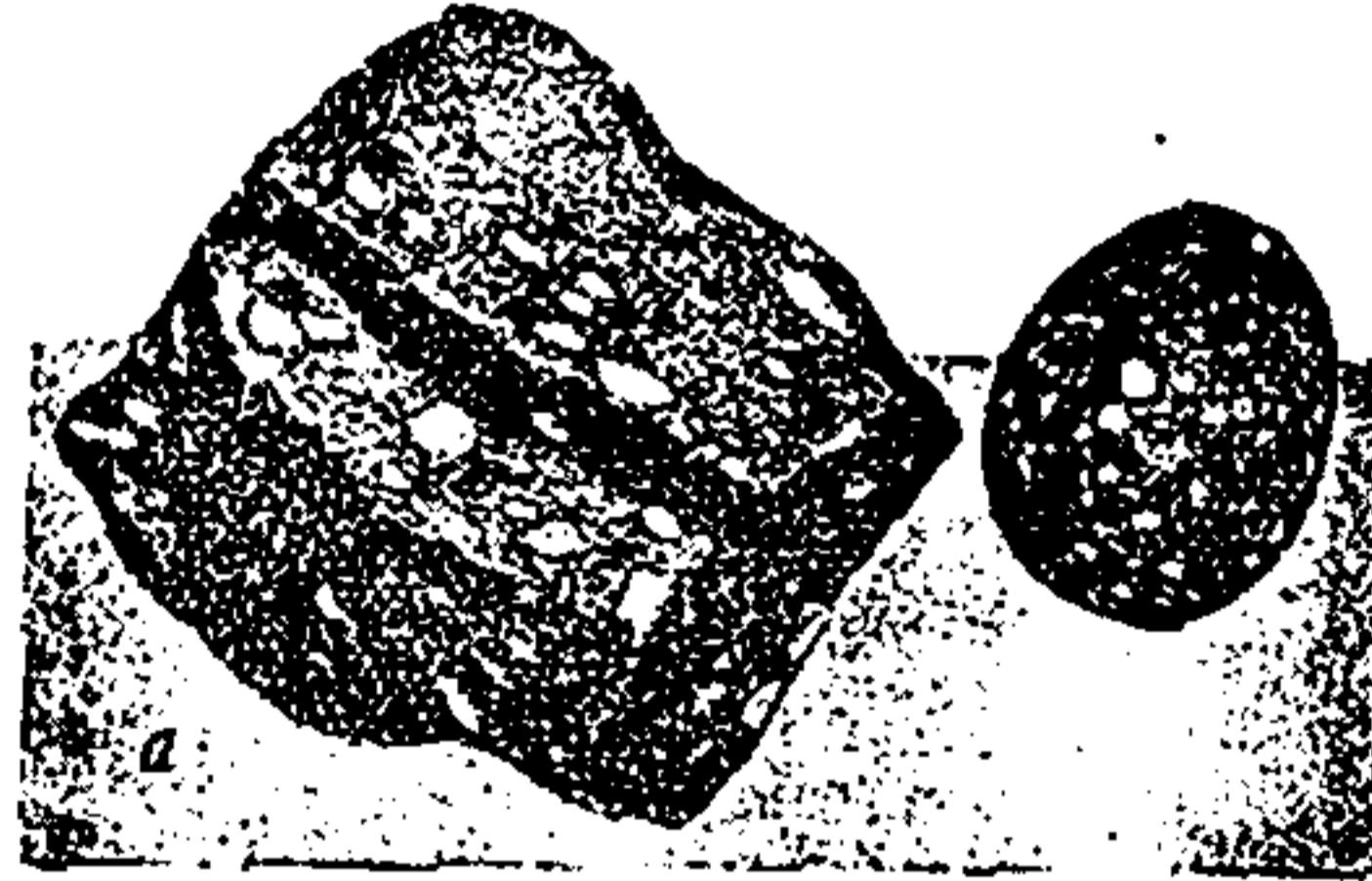


Рис. 15. Минералы в породе (а). Жеода, состоящая из кварца и халцедона (б)

округлой формы. Такие стяжения называют конкрециями (рис. 16). Очень часто в виде конкреций встречаются фосфориты

и марказит. Конкреции разрастаются от центра к периферии, в отличие от секретий, которые заполняют пустоты в обратном направлении (от стенки к центру).



Рис. 17. Гигантский кристалл слюды (высотой более 1,5 м)

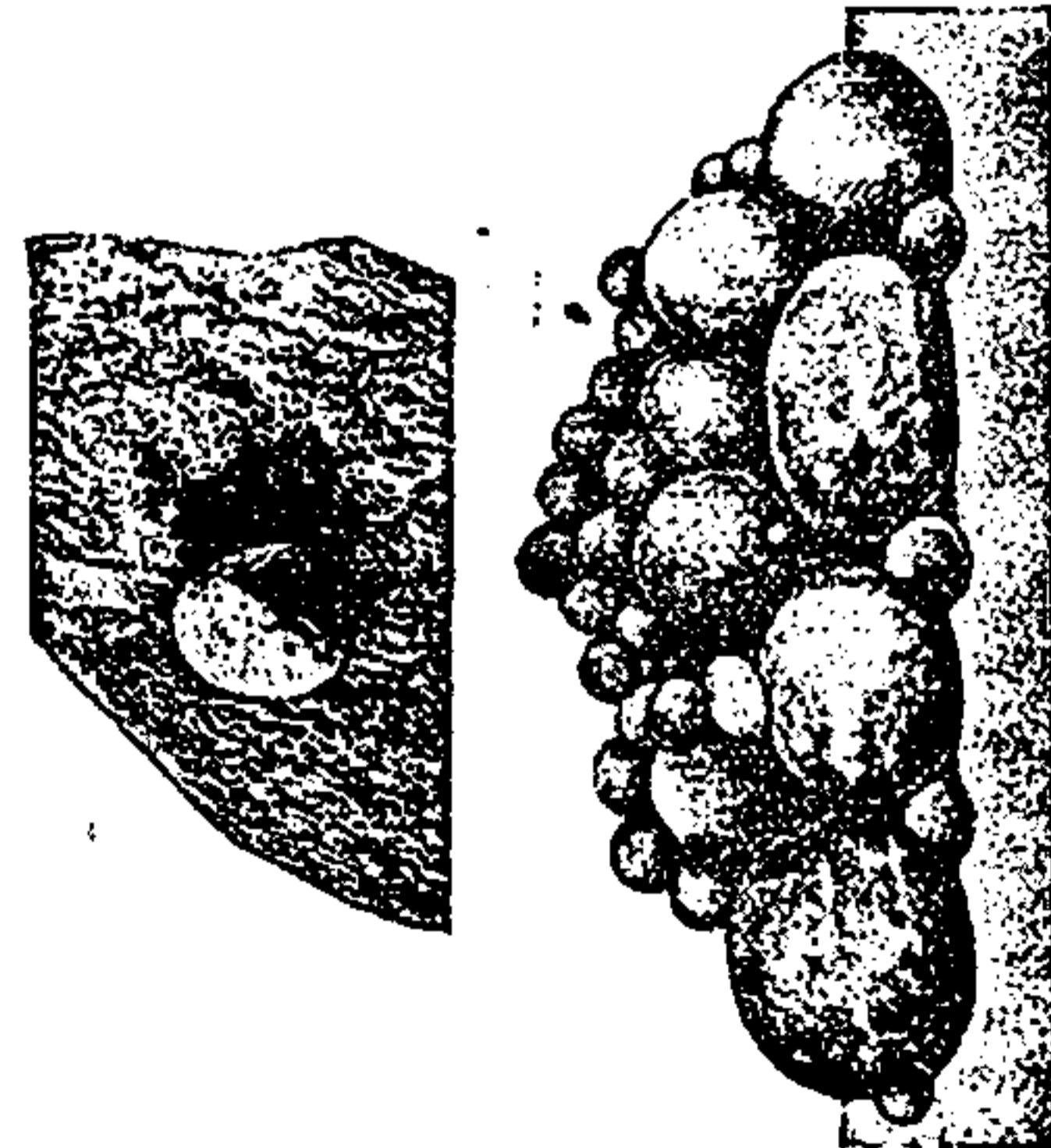


Рис. 16. Шарообразные конкреции

Кристаллы в природе могут достигать гигантских размеров, например кристаллы слюды (рис. 17) или полевого шпата (кристаллы последнего иногда достигают нескольких метров в длину).

Большой же частью в изверженных породах кристаллы имеют небольшие размеры (до 1 см и меньше).

Если кристаллы мелкие, их можно различить только под микроскопом. Принадлежность таких кристаллов и зерен к тому или другому минералу определяется специальными микроскопическими или рентгеноскопическими исследованиями.

Минералы, кристаллическая природа которых не различается современными методами исследования (микроскоп, рентген), называются **аморфными**. Таковы, например, лимонит и опал. Кристаллов они не образуют: для них характерны натечные формы с бугорчатой блестящей поверхностью (рис. 18). Иногда

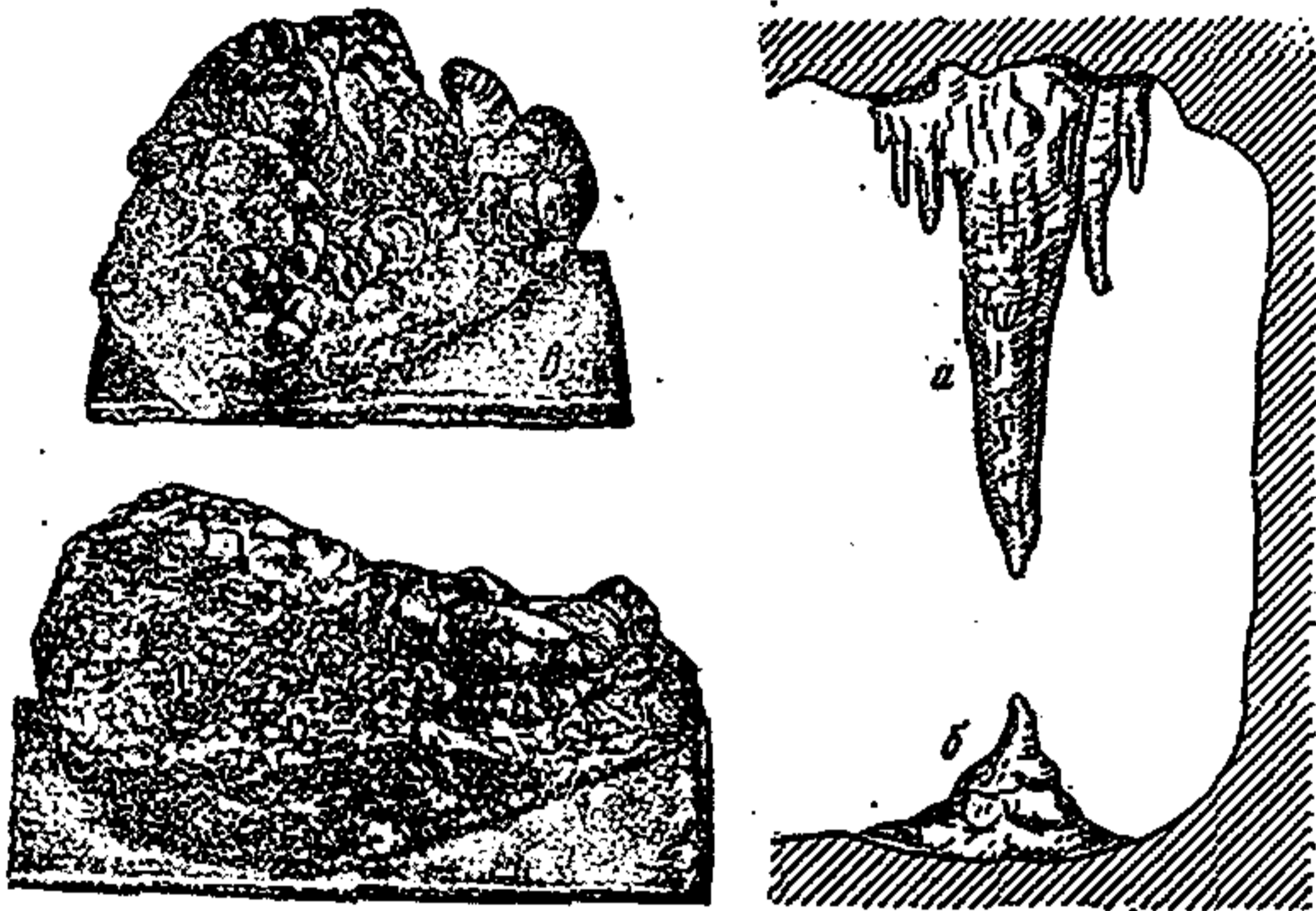


Рис. 18. Натечные формы
Натек калышта: а—сталактит (сосулькообразная форма); б—сталагмит (натек на полу от капающих растворов). Натек опала (в) и малахита (г)

аморфные вещества затвердевают в виде студнеобразных плотных масс, часто полосчатых или концентрически-полосчатых.

Аморфное вещество характеризуется беспорядочным расположением составляющих его частиц. В этом отношении оно подобно жидкости или расплаву. Естественно поэтому, что в аморфных минералах физические свойства (теплопроводность, твердость, силы сцепления, светопреломления и т. д.) во всех направлениях одинаковы. Такие минералы с одинаковыми свойствами во всех направлениях называются **изотропными**.

Аморфные тела, представляя собой «твердые жидкости», не имеют определенной температуры плавления: при нагревании они

не плавятся, а размягчаются. Плавятся только такие тела, в которых частицы расположены в строгом порядке: плавление — это переход в беспорядочное состояние, а в аморфных (стекловатых) телах частицы и без того расположены в беспорядке.

Кристаллическое вещество всегда **анизотропно**. В кристаллах физические свойства связаны с определенными направлениями: они одинаковы в направлениях параллельных и в общем случае не одинаковы в направлениях непараллельных. Только в отношении отдельных свойств кристаллическое вещество может быть изотропным: например, кристаллы кубической сингонии изотропны в оптическом отношении.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

Чтобы распознать по внешним признакам минералы и определить приблизительно их химический состав, необходимо знать физические свойства каждого минерала. Следует иметь в виду, что отдельные физические свойства могут быть одинаковыми у различных минералов или, наоборот, одно какое-либо свойство может изменяться у одного и того же минерала, например цвет или удельный вес (в зависимости от примесей). Поэтому при определении минерала необходимо, чтобы было установлено возможно большее число его свойств. В отдельных случаях минералы обладают такими характерными свойствами (магнитные, оптические и др.), по которым уже сразу можно определить минерал.

К физическим свойствам относятся: цвет, цвет черты, блеск, излом, спайность, твердость, удельный вес и др.

Цвет. Минералы имеют весьма различный цвет: белый, серый, желтый, розовый, красный, зеленый, синий, черный, притом всевозможных оттенков. Минералы могут быть и бесцветными. Практически цвет минералов определяют на глаз путем сравнения с хорошо знакомыми в быту предметами: молочно-белый, соломенно-желтый, бутылочно-зеленый, кроваво-красный, кирпично-красный и т. д.

Для обозначения цвета минералов, имеющих металлический блеск, к названию главного цвета прибавляют название распространенного металла соответствующей окраски: оловянно-белый, свинцово-серый, латунно-желтый, медно-красный, железно-черный и т. д.

Окраска одного и того же минерала нередко весьма изменчива, что зависит обычно от посторонних примесей.

Некоторые минералы (например, лабрадор) меняют цвет в зависимости от условий освещения, приобретая красивую радужную окраску. Это свойство минералов называется **иризации**.

Цвет черты. Многие минералы в раздробленном или порошкообразном состоянии имеют другой цвет, чем в куске. Порошок минерала можно получить, проводя куском минерала

черту на белой шероховатой поверхности фарфора, не покрытой глазурью. Цвет этой черты и будет указывать на цвет минерала в порошке. Для этого изготавливаются специальные пластинки (бисквиты). Можно пользоваться также любым фарфоровым черепком.

Черта минерала остается на фарфоровой пластинке в тех случаях, если твердость его меньше твердости фарфора. Поэтому некоторые более твердые минералы на цвет черты не испытываются. Для минералов же, имеющих твердость меньше, чем фарфор, цвет черты является основным признаком при их определении. Например, красный, бурый и магнитный железняки в кусках (штуфах) часто имеют одинаковый цвет, но по цвету черты можно очень легко их различить.

Блеск. Поверхность минералов отражает свет в той или иной степени. У одних минералов (немногих) поверхность матовая, у других — блестящая. Различают следующие виды блеска.

Металлический блеск — это сильный блеск, свойственный металлам. Обычно к минералам с металлическим блеском относят минералы непрозрачные, дающие черную черту на фарфоровой пластинке. Все другие минералы, за исключением самородных металлов (золота, серебра и платины), относятся к минералам, не имеющим металлического блеска. К последним относят также и минералы со сложным металловидным или полуметаллическим блеском (обычно дающие бурую или темнобурую черту). Характерные минералы с металлическим блеском — магнетит, пирит, галенит. Блеск полуметаллический, или металловидный, характерен для гематита и черной цинковой обманки. Стеклообразный блеск очень распространен среди прозрачных минералов (кварц на гранях кристаллов, кальцит, гипс). **Жирный блеск** (кварц на изломе, нефелин и др.) напоминает блеск, появляющийся при смазке поверхности маслом. **Перламутровый блеск** обусловлен отражением света от внутренних плоскостей минерала (слюда, тальк). **Шелковый, или шелковистый, блеск** получается при тонковолокнистом сложении минерала (волокнистые разновидности гипса, асбест). Некоторые минералы, например алмаз и цинковая обманка, обладают очень сильным блеском, который называется **алмазным**.

Часто блеск минерала затрудняет определение его окраски. Например, из-за сильного металлического блеска пирита в хорошо выкристаллизовавшихся кубиках плохо распознается его соломенно-желтый цвет. Для определения цвета и блеска минерала требуется поэтому некоторый навык.

Прозрачность. По степени прозрачности, т. е. по способности пропускать свет в тонких пластинках, среди минералов выделяют: **прозрачные** (горный хрусталь, гипс, каменная соль), через которые ясно видны предметы; **полупрозрачные** (халцедон, опал), через которые можно видеть лишь очер-

тания предметов; **просвечивающие (полевой шпат)**, которые пропускают свет только в очень тонких пластинках, причем самые предметы неразличимы; и **непрозрачные**, через которые свет совсем не проходит (пирит, магнетит).

Излом. Важным признаком некоторых минералов является излом, т. е. вид поверхности, получающейся при разламывании или разбивании минерала. Излом бывает: **раковистый** (рис. 19) с вогнутой или выпуклой концентрически-волнистой



Рис. 19. Раковистый излом у дымчатого кварца

поверхностью, напоминающей поверхность раковин; **занозистый** (рис. 20) с поверхностью, покрытой ориентированными в одном направлении занозами (волокнистый гипс, асбест); **землистый** с матовой шероховатой поверхностью, покрытой мелкой пылью (каолин, лимонит); **ровный** (магнетит); **зернистый**, встречающийся часто у мелкокристаллических агрегатов (мрамор).

Спайность. Очень важным признаком минералов является спайность, т. е. способность кристаллических минералов раскалываться по плоскостям в одном или нескольких кристаллографических направлениях, образуя ровные зеркально-блестящие поверхности, называемые плоскостями спайности.

Различают весьма совершенную спайность, когда минерал очень легко раскалывается (например, ногтем) на отдельные листочки или пластинки, образуя зеркально-блестящие плоскости спайности. Такой спайностью обладают слюда (рис. 21), гипс, хлорит.

Совершенная спайность отличается тем, что минерал раскалывается на обломки или пластинки, ограниченные блестящими плоскостями спайности, при слабом ударе молотком (ка-

менная соль, кальцит). Неровный излом у этих минералов трудно заметить (рис. 22).

Спайность средняя (явственная) характерна для минералов, при расколе образующих как плоскости спайности, так и поверхности неправильного излома. Таковы полевые шпаты, флюорит, роговая обманка (рис. 23).

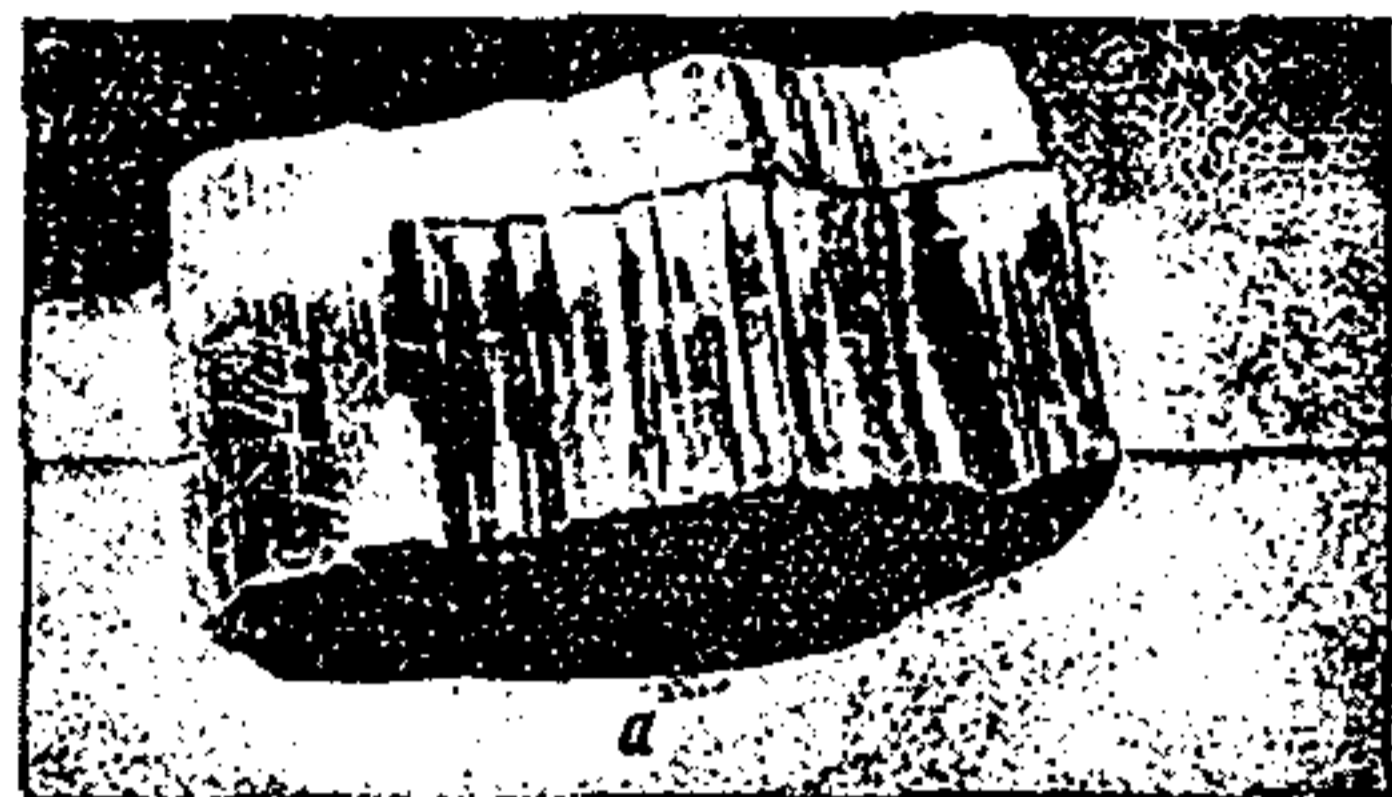


Рис. 20. Занозистый излом у гипса (а) и роговой обманки (б)

Спайность несовершенная обнаруживается с трудом. В этом случае при расколе куска минерала преобладают поверхности неправильного излома (апатит, оливин и др.).

Некоторые минералы не обладают спайностью или, как иногда говорят, «обладают весьма несовершенной спайностью». Такие минералы при раскалывании дают только неровные поверхности излома. Примером может служить кварц.

Часто за плоскости спайности принимают грани кристаллов. Плоскости спайности отличаются от граней кристалла более свежим видом и несколько более сильным блеском. Часто первые бывают параллельны последним.

Твердость. К важным диагностическим признакам, которые притом определяются весьма быстро и легко, относится твер-

дость. Разные минералы обладают обычно различной твердостью, а один и тот же минерал, наоборот, сохраняет свою твердость более или менее постоянной. Под твердостью понимают степень сопротивления минерала царапанию острием, давлению или истиранию. В минералогии твердость устанавливается обычно путем царапания минералов предметами, твердость которых является известной (стандартной).

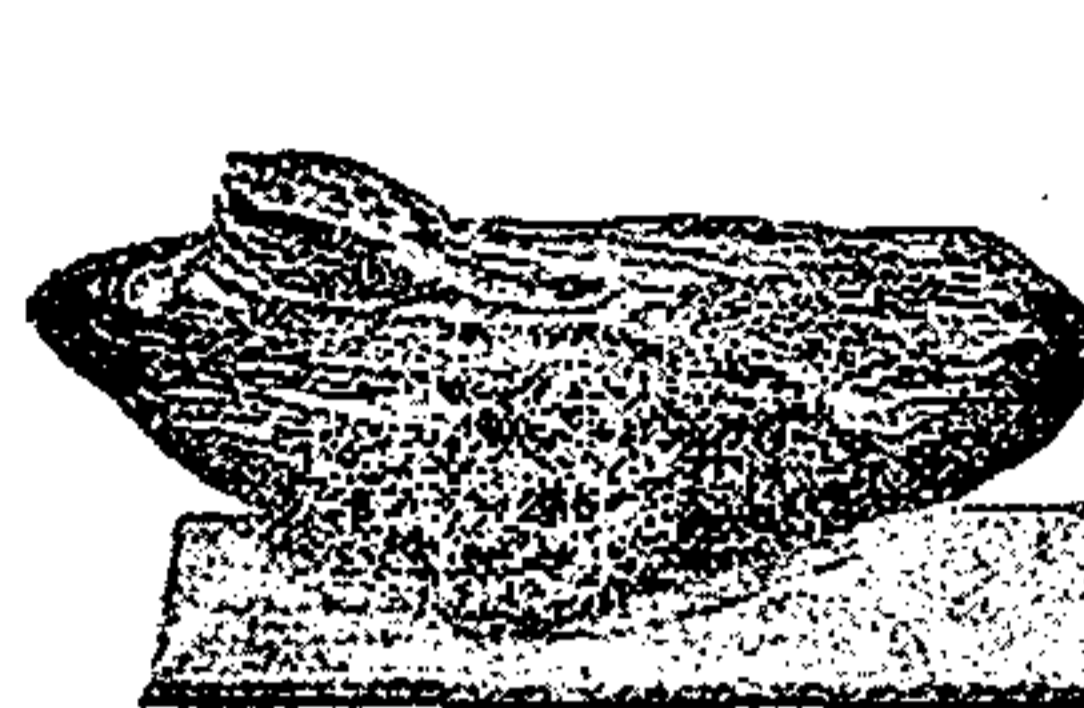


Рис. 21. Весьма совершенная спайность у слюды

Рис. 22. Совершенная спайность у каменной соли

Для определения твердости принята шкала, в которой десять минералов располагаются в порядке возрастания твердости, так что каждый предыдущий минерал чертится последующим.

Шкала твердости¹

Твердость 1	Тальк	$Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$
2	Гипс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$
3	Кальцит	$CaCO_3$
4	Флюорит (плавиковый шпат)	CaF_2
5	Апатит	$Ca_5(Cl, F)(PO_4)_3$
6	Ортоклаз	$K[AlSi_3O_8]$
7	Кварц	SiO_2
8	Топаз	$Al_2(F, OH)_2[SiO_4]$
9	Корунд	Al_2O_3
10	Алмаз	C

Обычно при определении твердости минерала царапают по его свежей поверхности (не выветрелой), слегка надавливая кусочком минерала из шкалы твердости. Если определяемый минерал, например гематит, царапается ортоклазом, но сам он не царапает последнего, значит гематит имеет твердость меньше 6. Но гематит не царапается апатитом (наоборот, сам оставляет царапину на апатите), значит твердость гематита больше 5. Таким образом, последняя находится между 5 и 6 и определяется как 5,5.

¹ Подробно все минералы шкалы твердости описаны в определителе (см. ниже), причем флюорит, топаз и алмаз, как не имеющие породобразующего значения, даны в конце определителя.

Порядковый номер минералов шкалы твердости не говорит о том, что, например, алмаз имеет твердость в 10 раз, а кварц — в 7 раз больше, чем тальк. Точные исследования твердости минералов (специальными приборами) показали, что если взять условно твердость кварца за 1, то твердость алмаза в 1150 раз больше, а талька в 3500 раз меньше, чем кварца.

Практически весьма легко, с известным приближением, определить твердость минерала, не прибегая к минералам шкалы твердости, а пользуясь карандашом (твердость 1), ногтем (твердость 2), бронзовой монетой (твердость 3,5—4), стеклом (твердость 5), острием ножа (твердость около 6) и кусочком кварца



Рис. 23. Средняя спайность у роговой обманки

или напильником (твердость 7). Практика показала, что минералы с твердостью 1—2 царапаются ногтем, с твердостью ниже 4—бронзовой монетой (медная монета имеет твердость 3). Минералы, не царапающие стекла, имеют твердость ниже 5, а царапающие стекло, но не царапающие кварца — между 5 и 7. В последнем случае следует применять в качестве определителя перочинный нож из хорошей стали. Если при царапании острием ножа на минерале остается темная черта металла, значит минерал имеет твердость 6 или несколько выше.

Удельный вес. Из остальных физических свойств минералов большое значение при определении минералов имеет удельный вес, который колеблется в пределах 0,6—21. Наименьший удельный вес (0,6—1,5) имеют нефть и каменный уголь, наибольший (3,5—21) — рудные минералы и самородные металлы. Удельный вес большинства минералов 2—4. Точно удельный вес минералов определяется путем взвешивания на гидростатических весах и посредством других специальных приспособлений. На практике для быстрого приблизительного определения удельного веса пользуются взвешиванием на руке, устанавливая принадлежность минерала к легким, средним или тяжелым по удельному весу.

По удельному весу можно выделить следующие группы минералов:

Группы	Минералы	Удельный вес
Легкие (уд. вес до 2,5)	Нефть, смолы, угли,	0,5—1,5
Средние (уд. вес до 4)	Сера, гипс, каменная соль	2,0—2,5
	Кальцит, кварц, полевые шпаты, слюды, доломит	2,5—3,0
Тяжелые (уд. вес больше 4)	Амфиболы, пироксены, лимонит, флюорит, сидерит, гранат, топаз, корунд и др.	3,0—4,0
	Барит (тяжелый шпат)	4,5
	Рудные минералы железа, меди	6,5
	Серебряные и свинцовые руды	8,0
	Самородные металлы (медь, серебро, золото, платина и др.)	8—21

Другие свойства. Для некоторых минералов (карбонатов) характерна реакция со слабой соляной кислотой. При разложении углекислых соединений в кислоте происходит выделение углекислого газа, сопровождающееся шипением и образованием характерных пузырьков на поверхности капли кислоты, например по следующей схеме: $\text{CaCO}_3 + 2\text{HCl} = \text{CaCl}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. Некоторые углекислые минералы легко разлагаются в холодной кислоте (кальцит), другие же требуют измельчения в порошок (доломит) или подогревания (магнезит) и даже кипячения.

Магнитность, двойное лучепреломление, а также вкус при макроскопическом определении минералов не имеют такого большого значения, как разобранные выше свойства.

Легко проверяется на магнитность магнетит: если кусок минерала поднести к магнитной стрелке компаса, то магнетит будет ее притягивать или отталкивать.

Двойным лучепреломлением обладает огромное количество минералов, но особенно кальцит. Двойное лучепреломление кальцита очень хорошо можно наблюдать, если через прозрачный кусочек минерала (исландского шпата) рассматривать написанные на бумаге слова или штриховые рисунки: шрифт и рисунки будут двойными. При вращении минерала каждая буква (фигура) будет двигаться по окружности около своего второго изображения. Изображение, которое меняет свое положение, будет отличаться от другого несколько меньшей четкостью (рис. 24).

На вкус определяются только некоторые растворимые в воде соли. Этим методом легко отличить, например, каменную соль от сльвина. Последний горьковат и слегка щиплет язык.

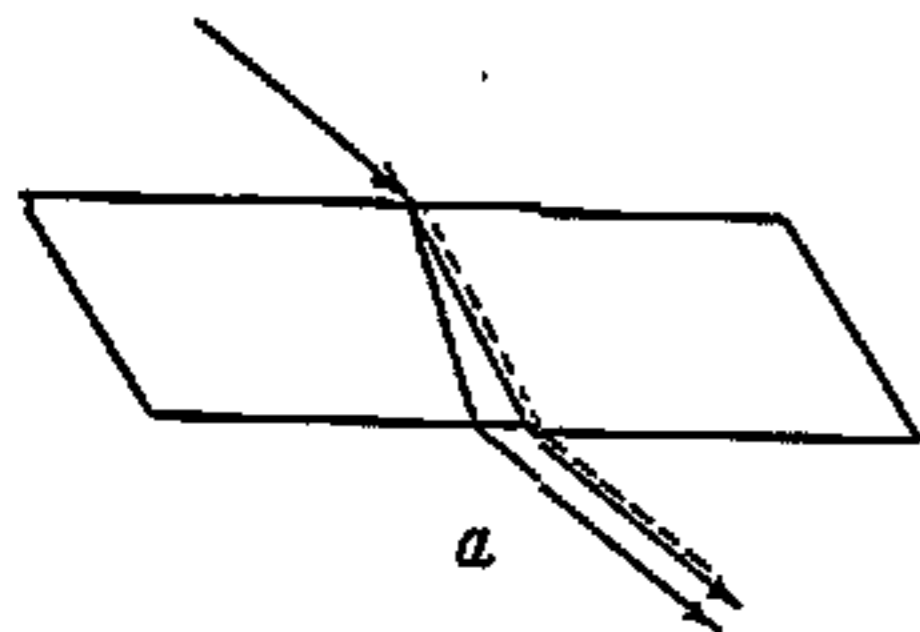
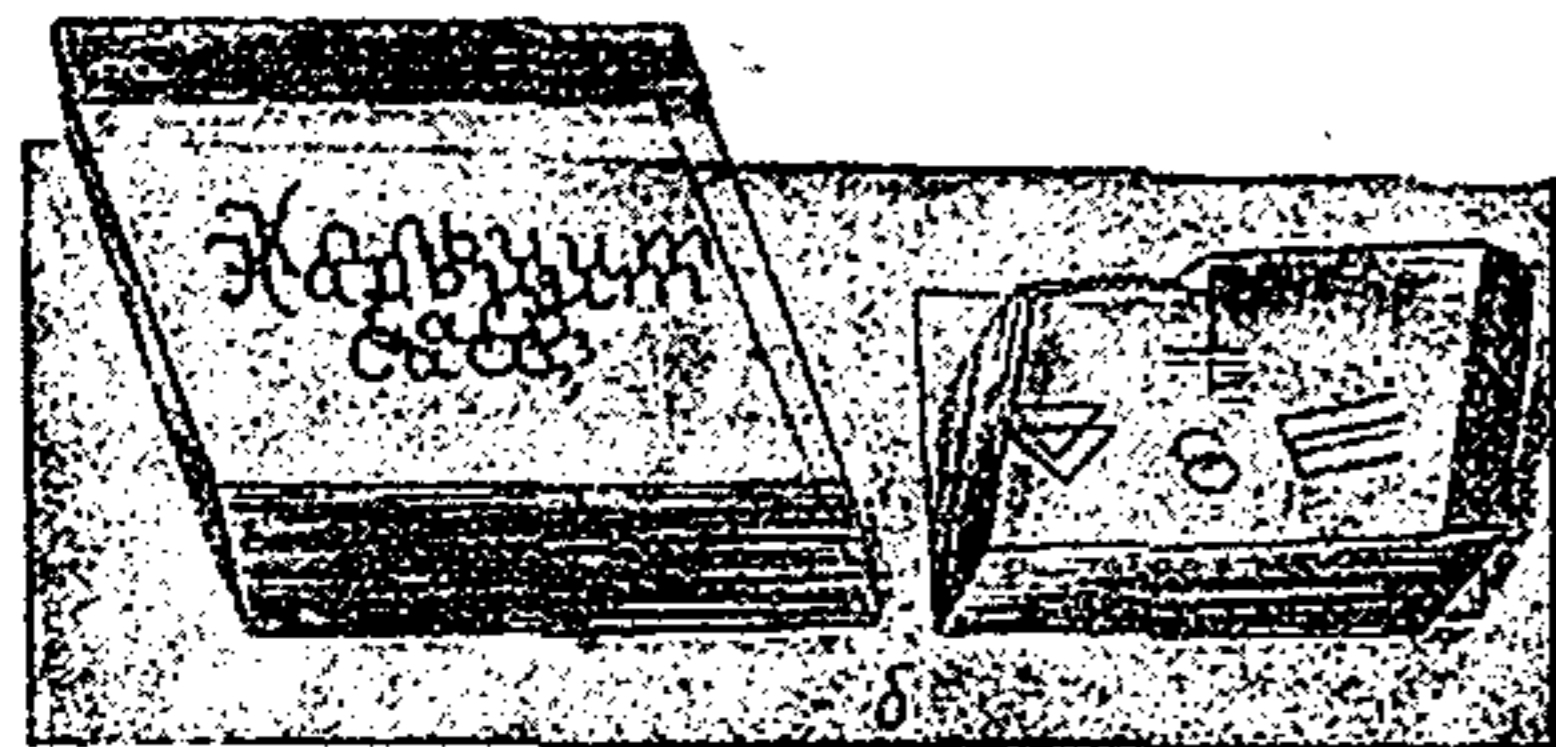


Рис. 24. Двойное лучепреломление кристалла кальцита

а—схема преломления и раздвоения луча; б—фотография двух светопреломляющих кристаллов кальцита (исландского шпата)



ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ

Минералы, как и всякие вещества, состоят из химических элементов. Химический состав земной коры представляет собой комбинацию всех известных нам химических элементов. Но не все элементы играют одинаковую роль в сложении земной коры. В основном (около 98%) земная кора (литосфера) сложена лишь девятью химическими элементами.

Главную роль в составе земной коры играет кислород, на долю которого приходится 49,13% (по весу) от всей массы земной коры. На втором месте стоит кремний (26%). Далее идут элементы: алюминий (7,45%), железо (4,20%), кальций (3,25%), натрий (2,40%), магний и калий (по 2,35%) и водород (1,00%). На долю остальных элементов (в сумме) приходится всего около 2%.

Таким образом, самым распространенным элементом является кислород. Почти все минералы, входящие в состав так называемых изверженных горных пород, представляют собой кислородные соединения.

До последнего времени систематика минералов строилась главным образом по химическому принципу. Выделялись большие группы минералов — классы по химическому составу и типам

химических соединений. Еще гениальный М. В. Ломоносов, основоположник отечественной минералогии, высказывал мысли о систематике минералов и о важности изучения их в природных условиях. Он первый стал составлять подробные каталоги существующих минералов, распределяя их по отдельным группам. Развивая учение Ломоносова о минералах, известный русский минералог В. М. Севергин создал еще в начале XIX в. впервые «Общую систему Российской минералогии». Преобразователем учения о минералах явился В. И. Вернадский, рассматривавший минералогию как науку о происхождении, составе, свойствах и химическом преобразовании минеральных масс земной коры. В. И. Вернадский подчеркивал особенно важное значение при классификации минералов изучения их химического состава и условий образования. В современной науке о минералах, разрабатываемой советскими учеными, систематика минералов основывается как на химическом составе, так и на кристаллической структуре и генезисе вещества. Новейшие кристаллохимические исследования позволили привести в строгий порядок схему классификации, уточнить состав и структуру многих минералов. Изучающий кристаллическое строение вещества советский минералог Н. В. Белов устанавливает взаимосвязь между химическим составом, физическими свойствами и кристаллическим строением вещества. Особенно точно разработано учение о таком обширном классе минералов, как силикаты.

По химическому составу и кристаллическому строению все известные минералы разделяются на несколько классов, из которых важнейшими являются: самородные элементы, сульфиды, окислы, галондные соединения, соли кислородных кислот и органические соединения.

В ряде классов минералы подразделяются на подклассы, а уже внутри последних выделяются группы минералов.

САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

К группе самородных элементов относятся: алмаз С, графит С, сера S, медь Cu и др. Минералы этого класса не пользуются



Рис. 25. Самородные элементы
а—кусок графита (хорошо видна спайность в одном направлении);
б—ветвистый самородок меди

в природе широким распространением и не представляют интереса как породообразующие минералы: это простейшие тела, состоящие из одного химического элемента (рис. 25). Алмаз и графит имеют одинаковый химический состав, но сильно различаются по физическим свойствам (например, по твердости). Такое явление, называемое **п о л и м о р ф и з м о м**, объясняется различной структурой кристаллов (см. рис. 2,2—3).

СУЛЬФИДЫ

Сульфидами называются соединения элементов с серой, широко распространенные в составе горных пород, главным образом **рудных тел**. Класс сульфидов объединяет до 250 минералов, т. е. около 10% всех существующих минералов.

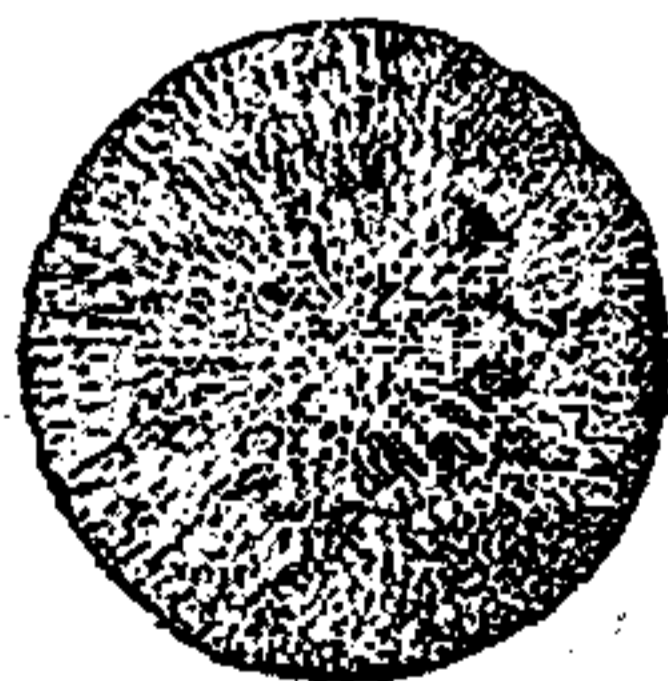


Рис. 26.

Кристаллы пирита: а—в зернистой массе; б—различные формы отдельных кристаллов. Выше радиально-лучистая конкреция марказита (в)

Наиболее широко распространен в земной коре из сернистых минералов **п и р и т** FeS_2 , т. е. сернистый или железный колчедан, представляющий собой двусернистое соединение железа. Анало-

гичен по составу **м а р к а з и т**, отличающийся от пирита кристаллографической формой (рис. 26). Часто встречается халькопирит $CuFeS_2$ — соединение меди, железа и серы.

ОКИСЛЫ И ГИДРООКИСЛЫ

Оксиды в химическом отношении представляют соединения элементов с кислородом и играют огромную роль в сложении земной коры. Наиболее часто встречается из минералов этого класса **к в а р ц** SiO_2 , на долю которого приходится около 12% от всей массы земной коры. В структурном отношении кварц, однако, вполне может быть отнесен и к подклассу силикатов с каркасной структурой.

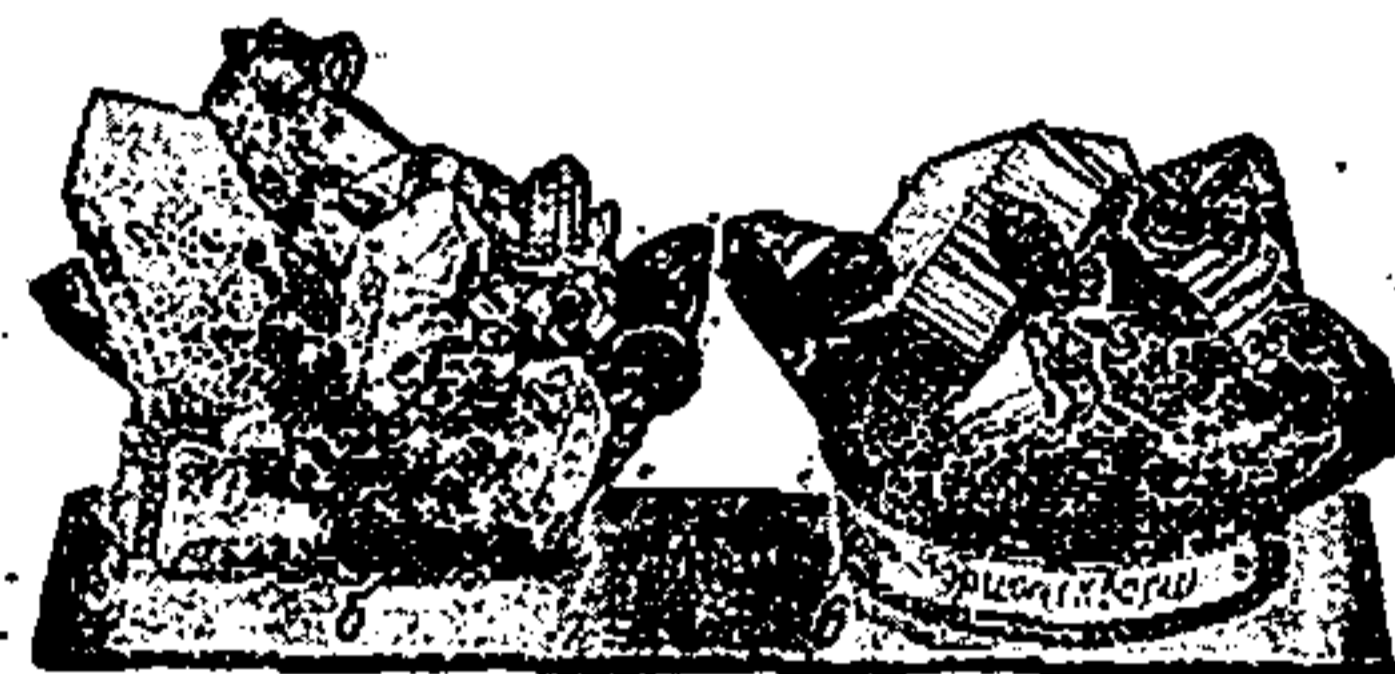
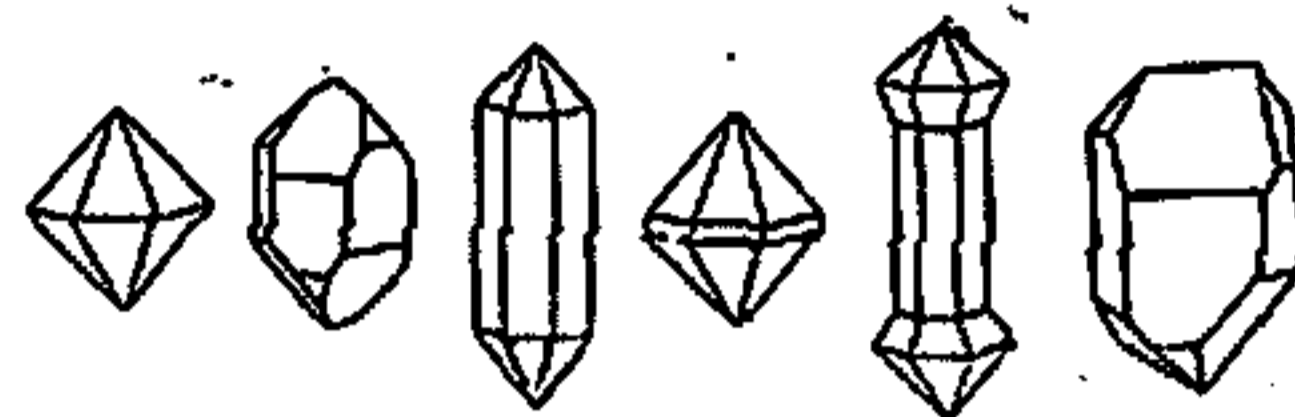


Рис. 27. Различные формы кристаллов кварца, встречаемых в природных условиях (а). Друзы кварца: б—белого и в—черного (морнон)

Кварц прозрачный, без примесей, в виде хорошо развитых крупных кристаллов называется **горным хрусталем**, а черный кварц — **морноном** (рис. 27). Горный хрусталь, окрашенный в фиолетовый цвет, называется **аметистом**. Скрытокристаллическая разновидность кварца носит название **халцедона**. Полосатый халцедон называется **агатом** (см. рис. 14). Минерал, представляющий собой водный окисел кремния $SiO_2 \cdot nH_2O$, аморфное некристаллическое вещество, называется **опалом**. Загрязненный (с примесью глины и опала) халцедон, встречающийся в виде желваков в известняках, меле и других осадочных породах, известен под названием **кремня**.

Кроме кварца, большое значение среди окислов имеют водные и безводные окислы железа. Эти минералы образуют хоро-

шие железные руды — железняки. Красный железняк Fe_2O_3 в виде хорошо развитых кристаллов называется железным блеском (рис. 28), а в скрытокристаллической форме — гемати-



Рис. 28. Кристаллы железного блеска: железная роза и отдельный кристалл

том. Магнитный железняк, или магнетит ($FeFe_2O_4$ или $FeO \cdot Fe_2O_3$), представляет собой окисел железа, более богатый железом (рис. 29). Очень распространен бурый железняк, или лимонит ($2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$ или точнее $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$), — водный окисел железа с непостоянным количеством воды (рис. 30)¹.

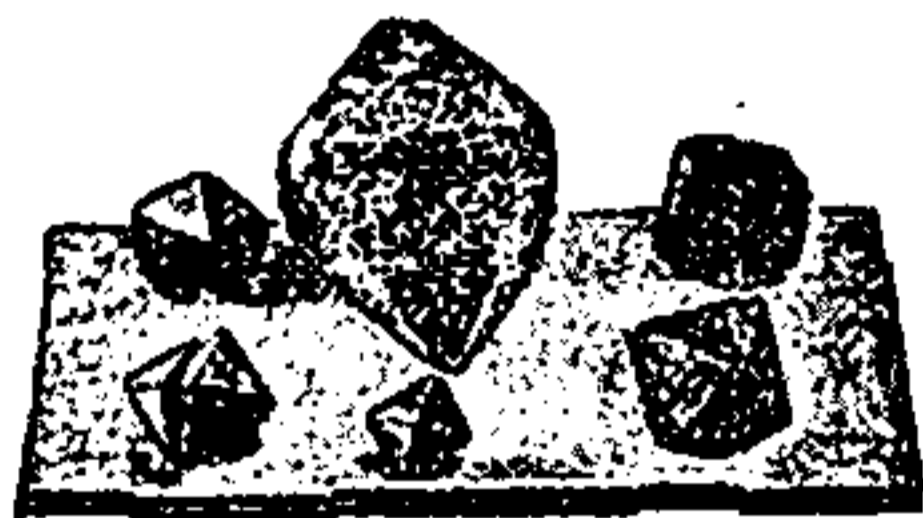


Рис. 29. Отдельные кристаллы магнетита

К этой же группе относятся многочисленные другие минералы, значительно более редкие, из которых следует отметить окислы алюминия и олова — корунд и касситерит. Корунд Al_2O_3 представляет собой чистую окись алюминия — безводный глинозем (рис. 31). Цветные разновидности корунда называются рубином (красная) и сапфиром (синяя). Водный глинозем входит в состав алюминиевой руды (см. стр. 93) бокситов и встречается также в значительном количестве в некоторых глинах. Касситерит SnO_2 , или оловянный камень, — оловянная руда.

ГАЛОИДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Галоидные минералы являются солями галоидных кислот. Наибольшим распространением из минералов этого класса поль-

¹ В группу окислов входит также хромит, или хромистый железняк ($FeCr_2O_4$), встречающийся в серпентинитах, имеющий черный цвет, серую черту и твердость 5,5. Это основная хромовая руда.

зуются хлористые соединения. Каменная соль, или галит $NaCl$, в практическом обиходе называется поваренной солью



Рис. 30. Натек лимонита (сталяктиты)

(рис. 32). Этот минерал очень часто встречается среди осадочных образований озер и морей. Наряду с галитом к галоидным минералам относятся сильвин KCl , представляющий собой калийную соль, и флюорит — минерал состава CaF_2 (рис. 33). В качестве породообразующих минералы этого класса играют незначительную роль, но они очень важны в практическом отношении.

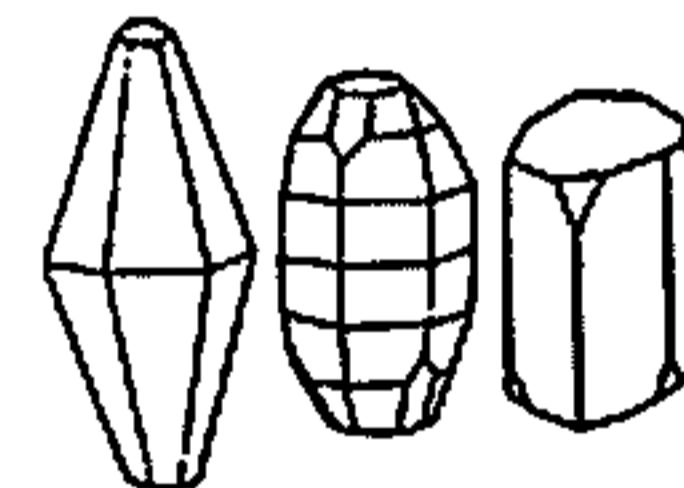


Рис. 31. Кристаллы корунда

СОЛИ КИСЛОРОДНЫХ КИСЛОТ

Сюда относятся соли различных кислот: угольной (карбонаты), серной (сульфаты), фосфорной (фосфаты) и др. Сюда же можно отнести и силикаты. Как породообразующие особенно большое значение имеют некоторые карбонаты и силикаты.

КАРБОНАТЫ

Карбонаты весьма широко распространены в верхних частях литосферы, слагая такие породы, как мел, известняк и мрамор. По составу они являются солями угольной кислоты.

Сюда относится кальцит, или известковый шпат, представляющий собой углекислый кальций $CaCO_3$ (рис. 34). Прозрачная разновидность кальцита получила название исландского шпата (см. рис. 24).

К карбонатам относятся также: доломит — двойная углекислая соль кальция и магния состава $CaCO_3 \cdot MgCO_3$ или

$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$; магнезит — карбонат магния MgCO_3 ; сидерит, или железный шпат, — карбонат железа FeCO_3 .

Все карбонаты характерны тем, что они в той или иной степени «вскипают» от действия слабой (2—5%) соляной кислоты.

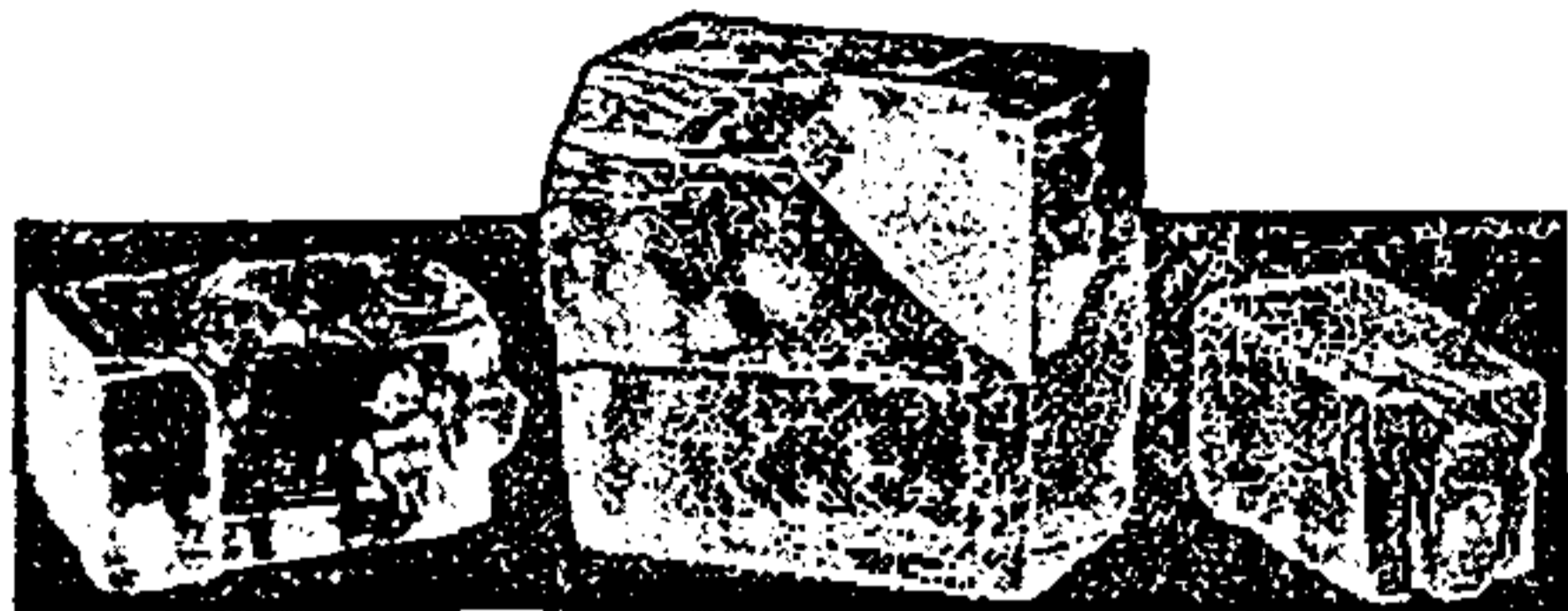


Рис. 32. Кристаллы каменной соли (галита)

Из основных солей к группе карбонатов следует отнести махит — минерал состава $\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$ или $\text{Cu}_2(\text{OH})_2(\text{CO}_3)$. Землистые разновидности этого минерала носят название медной зелени (см. рис. 18).

СУЛЬФАТЫ

Сульфаты — соли серной кислоты. Из минералов этого класса широким распространением в осадочных породах пользуется гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — водный сернокислый кальций (рис. 35). Реже встречается безводный сульфат кальция CaSO_4 , называемый ангидритом (см. стр. 99). Искусственно обожженный гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$), а также иногда тонкозернистые сплошные массы обыкновенного гипса, называют алебастром.

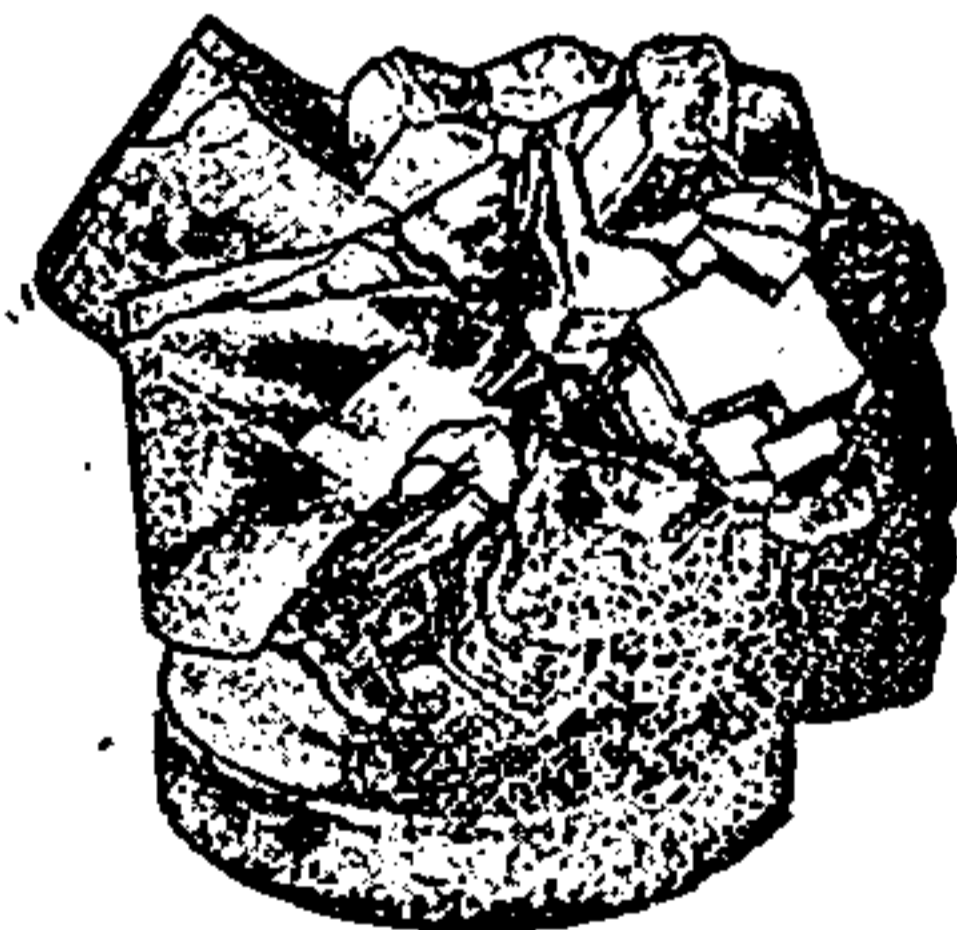


Рис. 33. Кристаллы флюорита в друзах

ФОСФАТЫ

Фосфаты — минеральные соли фосфорной кислоты H_3PO_4 . Из порообразующих минералов в эту группу входят апатит и его разновидность фосфорит. Апатит представляет собой фосфорнокислую соль кальция с примесью хлора и фтора; состав апатита $\text{Ca}_5(\text{Cl}, \text{F})(\text{PO}_4)_3$. Фосфориты — осадочные морские образования, состав которых близок к составу апатитов. Фосфориты представляют собой радиально-лучистые или скрытокристаллические агрегаты, часто цементирующие песчаный материал, а иногда — кремневидные или глиноподобные массы.

СИЛИКАТЫ

Силикаты ранее рассматривались как соли различных гипотетических кремневых и алюмокремневых кислот. Рентгеновское

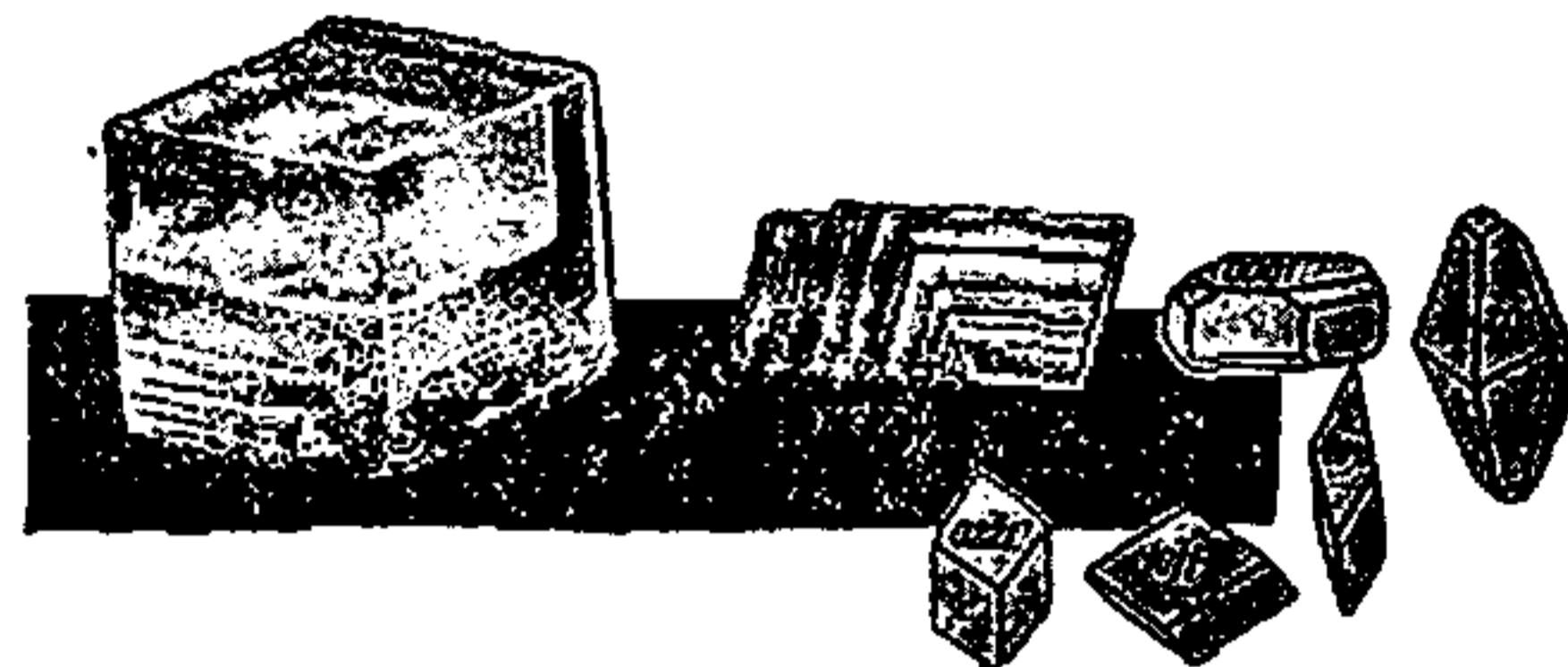


Рис. 34. Кристаллы кальцита с хорошо видимыми следами роста

(кристаллохимическое) изучение позволило более правильно разделить силикаты на подклассы и группы.

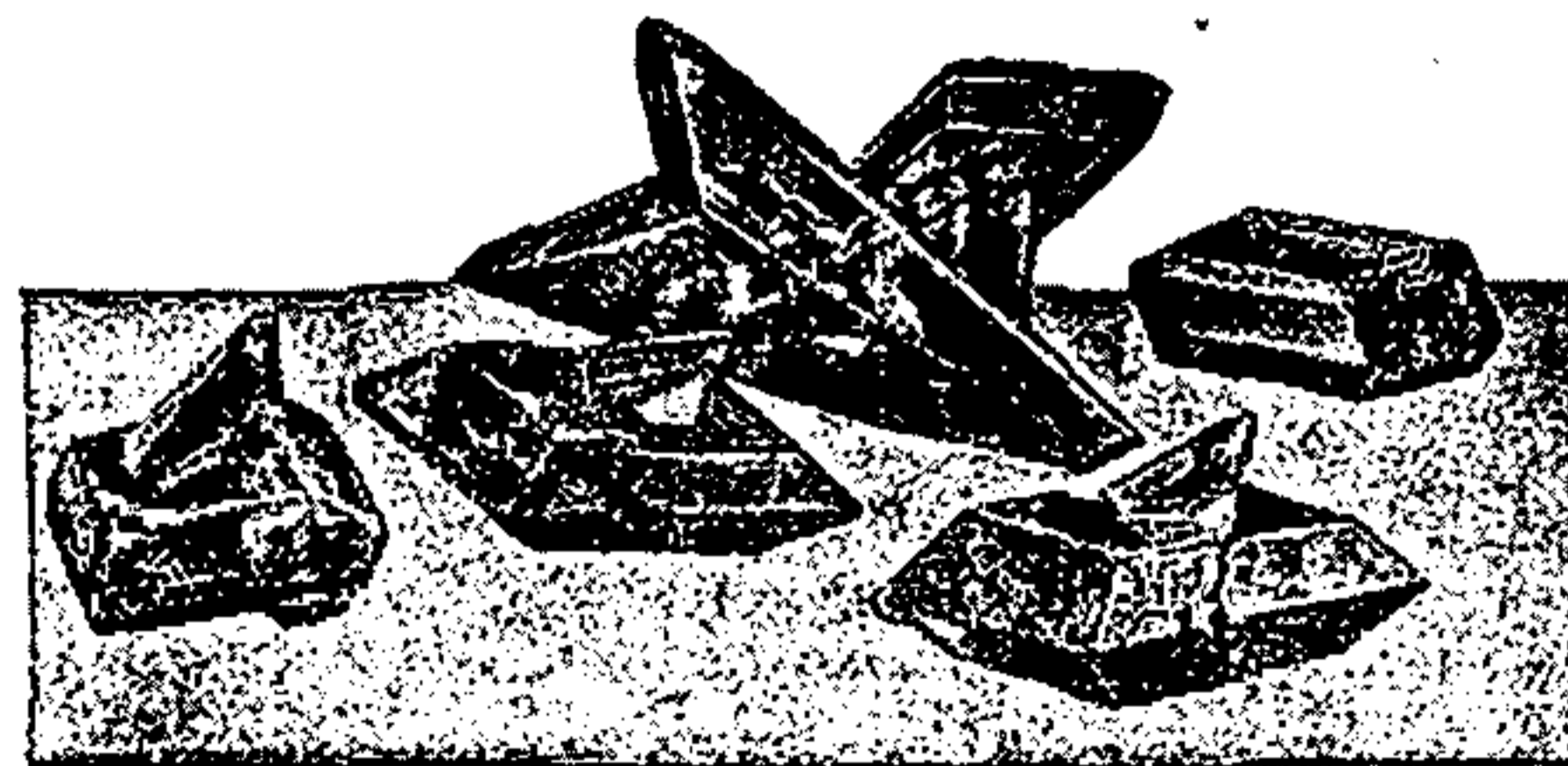


Рис. 35. Одиночные кристаллы и двойники гипса

Современная классификация силикатов производится прежде всего по основным типам структур. Структуры силикатов находятся в самой тесной связи с их химическим составом, а также отображают важнейшие физические свойства и даже в известной мере генезис этих минералов.

Среди силикатов наблюдается весьма большое разнообразие химических соединений сложного и нередко переменного состава.

Исследованиями установлено, что во всех силикатах каждый ион кремния Si^{4+} находится в соединении с четырьмя ионами кислорода: SiO_4 . Таким образом, основная структурная единица силикатов — кремнекислородный тетраэдр, в углах (вершинах) которого располагаются центры ионов кислорода O^{2-} , а в центре — ион кремния Si^{4+} . Такой тетраэдр обладает четырьмя свободными валентными связями: $[SiO_4]^{4-}$, чем определяются различные способы сочленения кремнекислородных тетраэдров и присоединения ионов других элементов, входящих в состав силикатов.

Кремнекислородные тетраэдры образуют прочную кристаллическую решетку силикатов, причем могут быть обособлены одни от другого или соединяться через посредство общих кислородных ионов (рис. 36).

Сочленение тетраэдров всегда происходит через вершины тетраэдров (не через ребра и грани), образуя сложные комплексно-анионные радикалы.

Установление способов сочленения кремнекислородных тетраэдров послужило основанием для правильной группировки силикатов.

По химическому составу силикаты ранее делились на полевые шпаты, фельдшпаты, метасиликаты, ортосиликаты и водные силикаты. Главную роль в составе земной коры играют полевые шпаты, которые слагают около 50% (по весу) всей земной коры. Фельдшпаты встречаются реже; это как бы заместители полевых шпатов, которые принимают участие преимущественно в сложении щелочных изверженных пород. Темные силикаты (мета- и ортосиликаты) — наиболее важная группа минералов, образующих изверженные породы. Широким распространением пользуются водные силикаты, особенно среди метаморфических пород.

Современное деление силикатов на подклассы основано на рентгеноскопическом изучении их структуры. Выделяются следующие шесть подклассов: 1) островные, 2) цепные; 3) ленточные, 4) листовые и 5) каркасные.

Островные силикаты. В структуре этого типа кремнекислородные тетраэдры представляют собой как бы островки одиночных тетраэдров, двойных тетраэдров или групп из 3, 4 и 6 тетраэдров, связанных в кольца (рис. 36, 1—3). Эти островки кремнекислородных тетраэдров удерживаются с помощью катионов Mg , Ca и др. В химическом отношении островные силикаты с одиночными тетраэдрами соответствуют ортосиликатам в собственном смысле. К островным силикатам из минералов относятся оливин и гранат.

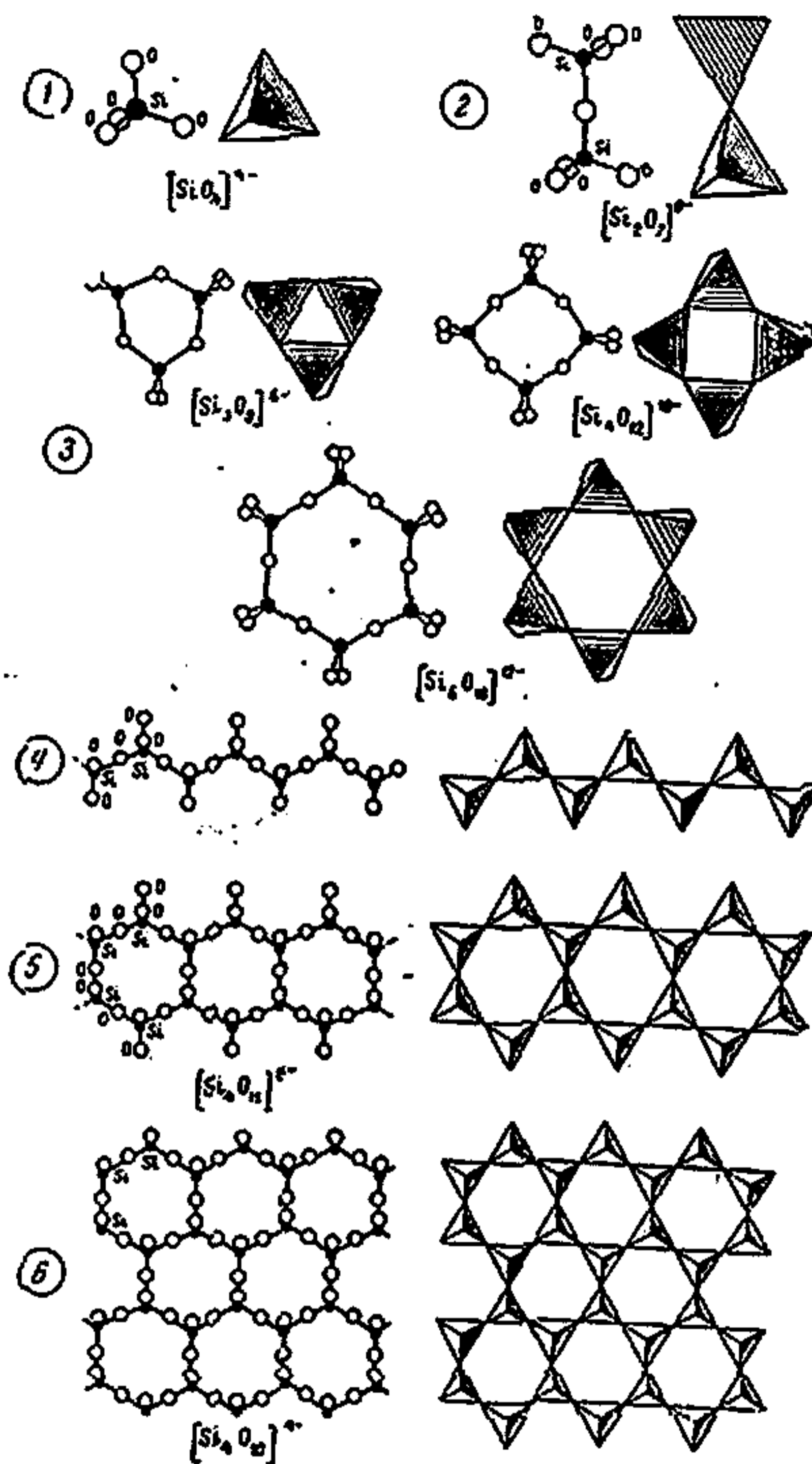


Рис. 36. Типы соединения кремнекислородных тетраэдров: 1—изолированный кремнекислородный тетраэдр; 2—группа из двух тетраэдров (двойной); 3—группы из трех, четырех и шести тетраэдров, связанных в кольца; 4—цепочка тетраэдров; 5—лента тетраэдров; 6—слой (лист) тетраэдров

Оливин — минерал состава $(\text{Fe}, \text{Mg})_2[\text{SiO}_4]$ ¹. Этот железо-магнезиальный, бедный кремнекислотой силикат характерен для основных или ультраосновных изверженных пород.

Гранаты характерны для метаморфических и метаморфизованных пород, реже встречаются в изверженных породах. Известно несколько типов гранатов. Наибольшим распространением пользуются: алмадин $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ — железо-глиноземистый гранат розово-красного цвета (рис. 37) и андрадит $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$ — известково-железистый гранат зеленовато-бурого и темнобурого цвета. Самым редким из гранатов являетсяgrossular $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ — известково-глиноземистый гранат зеленовато-розового цвета.



Рис. 37. Кристаллы граната (алмадинна)

К островным силикатам (ортосиликатам) относятся также следующие породобразующие минералы изверженных и метаморфических пород: эпидот $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_3(\text{OH})[\text{SiO}_4]_3$ — обычно сплошные зернистые и лучистые агрегаты желто-зеленого цвета, тв. 6—7; дистен $\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4]$ — пластинчатые кристаллы триклинной сингонии белого и синего цвета со стеклянным блеском, тв. 4—6,5; андалузит $\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4]$ — столбчатые, призматические кристаллы ромбической сингонии серого и розового цвета со стеклянным блеском и неясной спайностью, тв. 7,5; ставролит $2\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4] \cdot \text{Fe}(\text{OH})_2$ — минерал красно-бурого цвета, тв. 7—7,5; топаз $\text{Al}_2(\text{F}, \text{OH})_2[\text{SiO}_4]$ стоит в шкале твердости под № 8 (большого породобразующего значения не имеет).

Ортосиликаты имеют наиболее простую структуру с плотной упаковкой ионов и в соответствии с этим довольно высокие

¹ Минералы группы оливины 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 собственно изоморфная смесь этих двух компонентов.

удельный вес и показатель преломления. При этом алюминий не входит в тетраэдр и разные тетраэдры не соединяются общими кислородными ионами. Кристаллы ортосиликатов обычно изометричны.

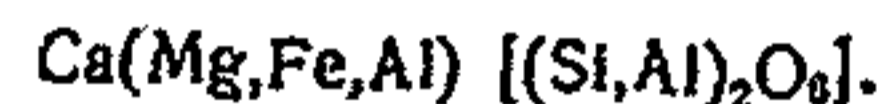
Цепные и ленточные силикаты. В структуре цепных силикатов кремнекислородные тетраэдры соединены в непрерывные цепочки с радикалом $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$ (см. рис. 36,4).

Цепные силикаты состоят из одинарных цепочек тетраэдров. Сдвоенные цепочки с радикалом $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$ характеризуют особый подкласс силикатов, называемых ленточными (см. рис. 36,5).

В химическом отношении те и другие представляют собой метасиликаты — железо-магнезиальные минералы, которые играют очень большую роль в образовании изверженных и отчасти метаморфических пород.

К цепным силикатам относятся минералы группы пироксена, которые делятся на моноклинные и ромбические.

Типичным моноклинным пироксеном является авгит, довольно сложный по химическому составу (кроме Si, O, Mg и Fe, содержит также Ca и Al). Общая формула авгита выражается следующим образом:



В структуре авгита алюминий находится в центре кислородных тетраэдров, занимая место кремния. Характерны короткостолбчатые кристаллы зеленовато-черного цвета с блестящими гранями (рис. 38).

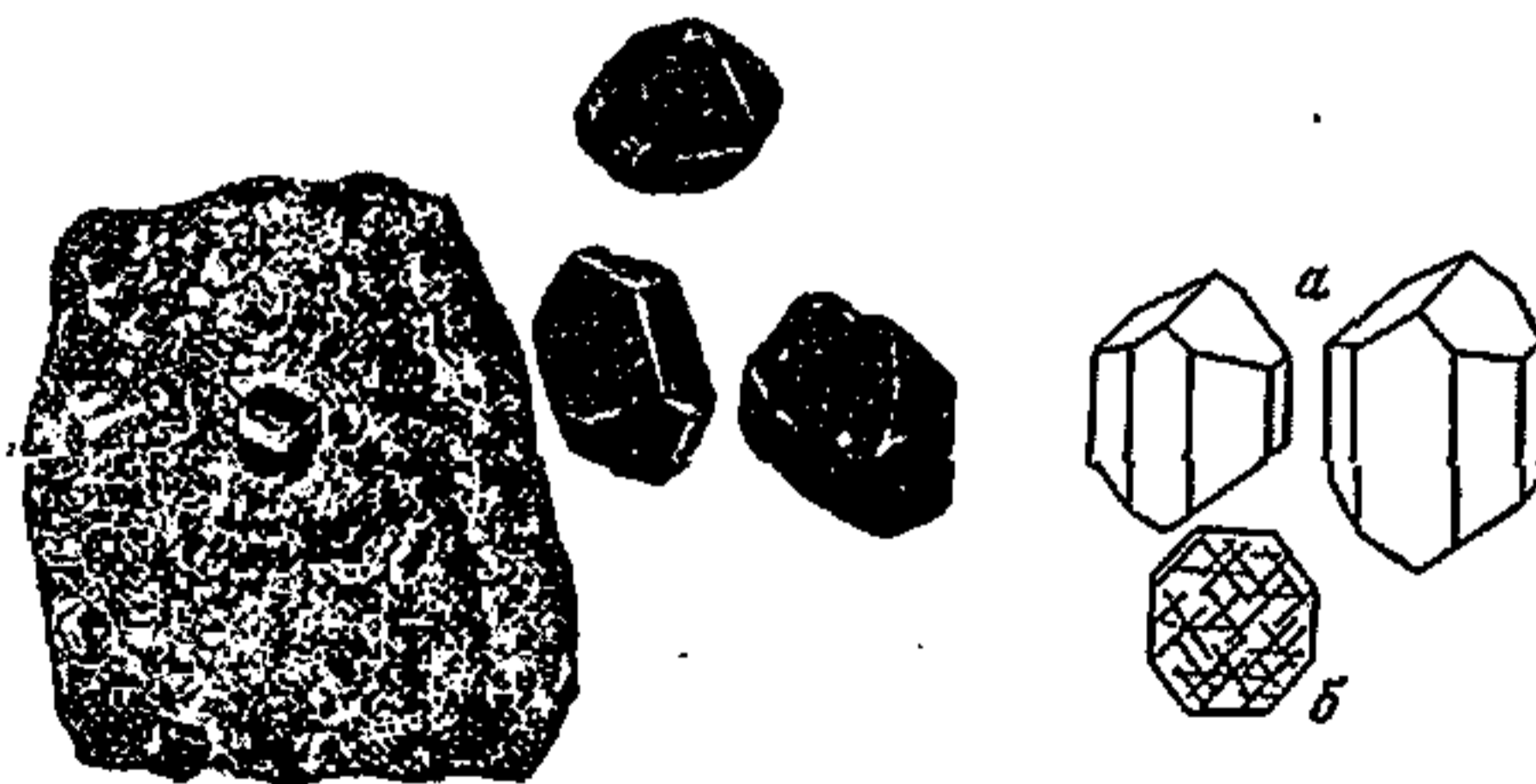


Рис. 38. Кристаллы авгита (в породе и отдельные)
а — формы кристаллов; б — трещины спайности

Ромбические пироксены (энстатит, бронзит, гиперстен) редко встречаются в виде хорошо развитых кристаллов (таблитчатой формы). Обычно они имеют вид зернистых масс. Ромбические пироксены образуют изоморфный ряд с крайними членами

$Mg_2[Si_2O_6]$ и $Fe_2[Si_2O_6]$. Макроскопически трудно отличить их от моноклиновых пироксенов.

Ленточные силикаты представлены группой амфиболов. Общая формула амфиболов



В этой формуле один ион кислорода входит в состав самостоятельного одновалентного аниона (OH).

Амфиболы, так же как и пироксены, кристаллизуются в ромбической и моноклиновой сингониях. Наибольшим распространением пользуются моноклиновые амфиболы, главным образом роговая обманка.

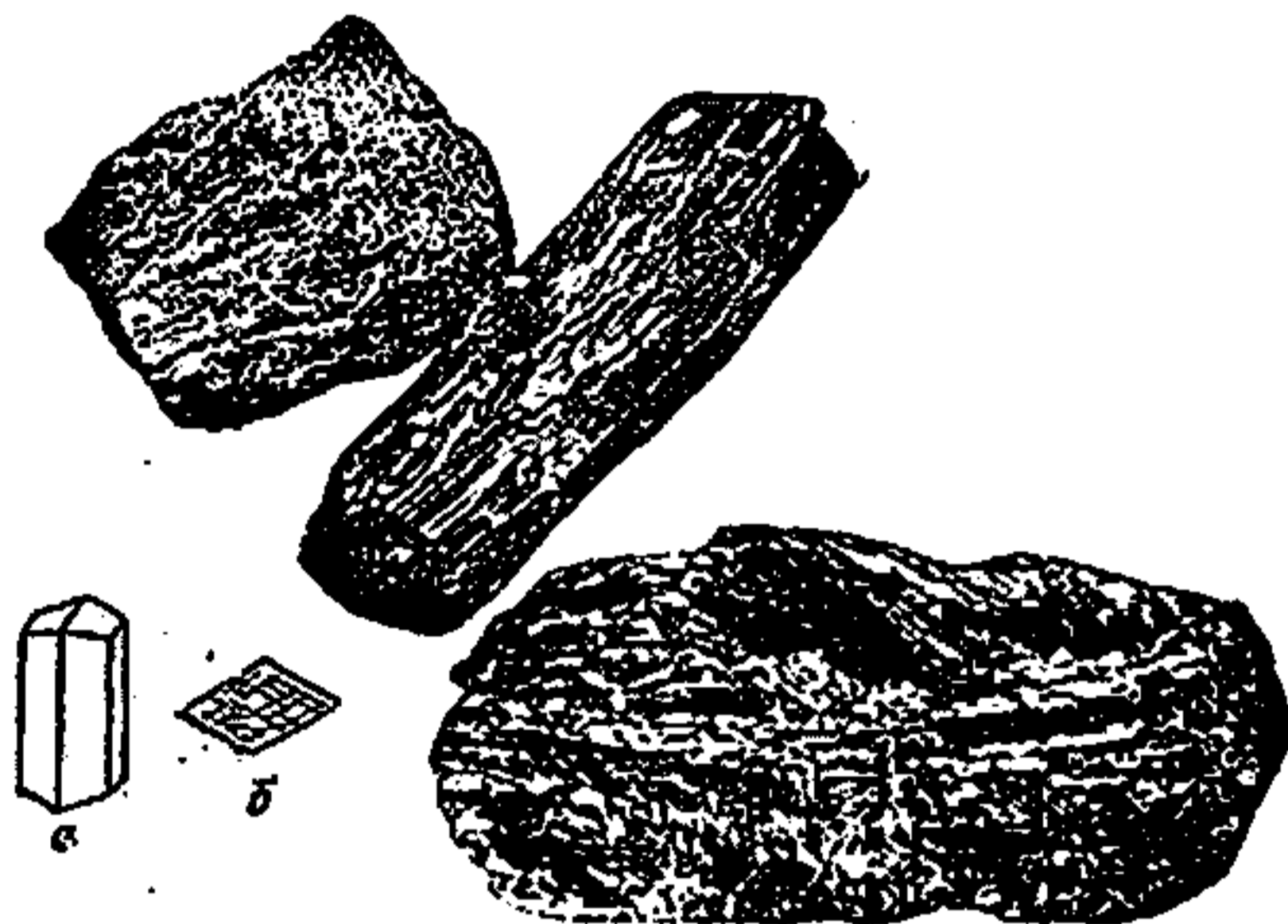


Рис. 39. Кристаллы роговой обманки
а—форма кристалла; б—трещины спайности

Состав роговой обманки весьма разнообразен и непостоянен. Достаточно привести полную формулу обыкновенной роговой обманки:



чтобы дать представление о сложности состава амфиболов. Роговая обманка имеет светлозеленый, темнозеленый и зелено-черный цвет. От авгита она отличается волокнистостью и шелковистым блеском вытянутых столбчатых кристаллов (рис. 39).

Кроме обыкновенной роговой обманки, для некоторых горных пород метаморфического происхождения характерна лучистая роговая обманка светлозеленого цвета — актинолит, имеющий игольчатую форму кристаллов. Состав последнего



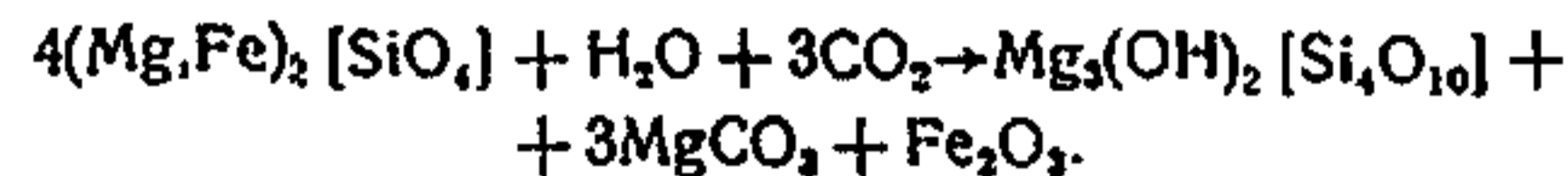
Макроскопически отличить амфибол от пироксена иногда бывает довольно трудно, а во многих случаях и невозможно, особенно когда наблюдаются мелкие кристаллы минералов. Несколько помогают различать эти минералы в поле блеск, форма кристаллов и спайность. Кристаллы роговых обманок чаще имеют удлиненную столбчатую форму с шестигольным поперечным сечением, с плоскостями спайности, пересекающимися под углами около 56° и 124° . Авгиты встречаются в виде коротких столбчатых кристаллов с восьмигольным сечением и с плоскостями спайности, пересекающимися под углом около 90° .

Листовые (слоевые) силикаты. Кристаллическая структура листовых силикатов имеет (по сравнению с ленточными) строение, обусловленное сцеплением лент в виде одного непрерывного слоя (см. рис. 36, б). К этому подклассу относятся листовые минералы с весьма совершенной спайностью в одном направлении, которая находится в полном соответствии с их слоевой кристаллической структурой. Кроме Si и O, в состав листовых силикатов входят K, Na и Ca — элементы, связующие слои, а также Al и всегда гидроксил (OH) или F. Ранее по химическому признаку все минералы листовых силикатов относились к водным силикатам. Характерный радикал их общей формулы: $[Si_4O_{10}]^{4-}$, усложняемый обычно радикалом OH.

Среди листовых силикатов можно выделять силикаты и алюмосиликаты (в последних часть кремния замещается алюминием). К листовым силикатам относятся тальк, серпентин и каолинит, к листовым алюмосиликатам — слюды (мусковит и биотит), а также хлориты и гидрослюды. Из гидрослюд наиболее важное значение имеет глауконит.

Листовые силикаты и алюмосиликаты относятся к весьма распространенным минералам изверженных и метаморфических горных пород, за исключением глауконита (типичного минерала морского происхождения). Большинство листовых силикатов имеет низкую твердость (1—4).

Тальк $Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$ — магниевый листовый силикат. Горная порода, состоящая из талька, часто называется горшечным камнем или жировиком. Образуется тальк путем метаморфического преобразования ультраосновных пород. Из оливковой породы, например, он образуется по схеме



Серпентин $Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$ отличается от талька несколько большим содержанием магния и меньшим содержанием кремнезема. Горная порода, состоящая целиком из серпентина, часто называется серпентинитом (змеевиком) по зеленой пятнистой окраске. Тонковолокнистые, с шелковым блеском разновидностей серпентина называются асбестом (рис. 40). Волокна

асбеста весьма огнестойки. Образование серпентинитов связано с метаморфизмом оливковых и реже пироксеновых и рогово-обманковых пород.

Каолинит $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$ — минерал, происхождение которого связано с выветриванием изверженных и метаморфических горных пород, богатых содержанием алюмосиликатов. Поэтому каолинит оказывается главной составной частью многих

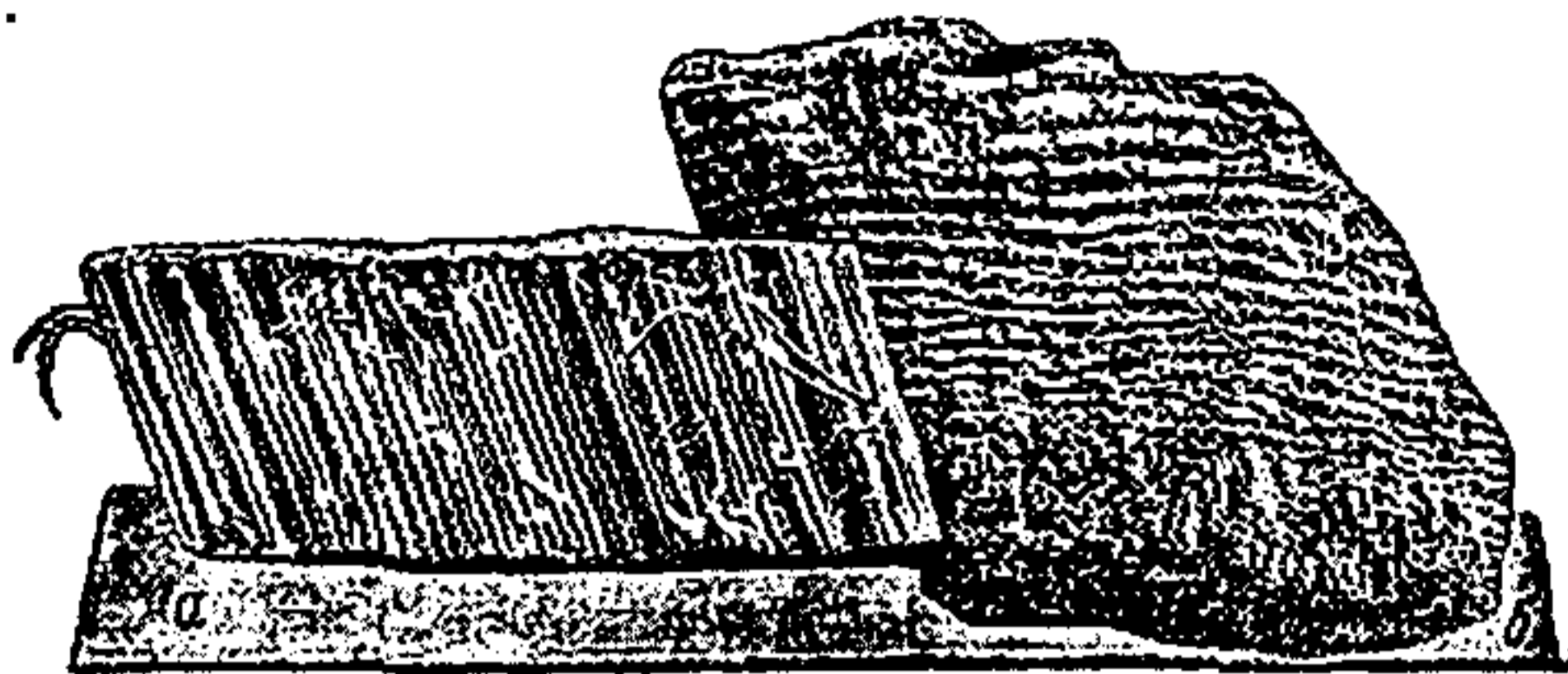
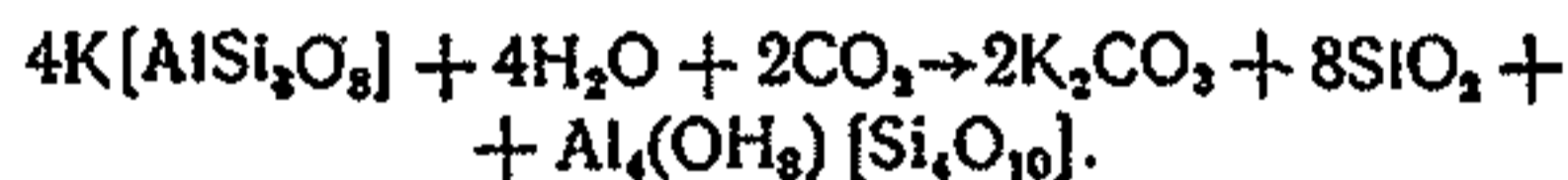


Рис. 40. Асбест

а—волокнистая разновидность; б—асбест в змеевике

глин. По химическому составу и кристаллической структуре это силикат алюминия, образующийся в результате выветривания полевых шпатов по схеме:



Землистые рыхлые массы каолинита называются каолиновой глиной или каолином. Каолин используется в качестве огнеупорной керамической глины.

Среди листовых алюмосиликатов важное породообразующее значение имеют слюды, кристаллизующиеся в моноклинной сингонии. Общее количество слюд в породах земной коры около 4%; они принимают участие в сложении как магматических (кислых), так и многих метаморфических пород (см. стр. 103). Слюды обладают весьма совершенной спайностью в одном направлении и поэтому могут расщепляться на очень тонкие листочки. Породообразующее значение имеют мусковит и биотит.

Мусковит $KAl_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$ — бесцветная или слегка окрашенная прозрачная калиевая (вернее алюминиево-калиевая) слюда. Бесцветная слюда, тончайшие чешуйки которой придают содержащим ее породам шелковистый блеск, называется **серпентом**. Последний характерен для метаморфических пород.

Биотит $K(Mg,Fe)_3(OH,F)_2[AlSi_3O_{10}]$ относится к магнезиально-железистым слюдам, обладающим черным цветом

(рис. 41). Тонкие листочки биотита (так же как и мусковита) удруги, в отличие от несколько сходной по цвету зеленовато-бурой слюды — флогопита. Как породообразующий минерал биотит встречается в жильных и метаморфических породах.

Хлориты¹ обладают зеленой окраской и весьма совершенной спайностью. Среди них по химическому составу выделяется несколько разновидностей, не отличимых по наружному виду. В общем хлориты представляют собой листовые алюмосиликаты магния, железа и алюминия примерно следующего состава: $(MgFe)_3Al(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$.



Рис. 41. Кристаллы биотита

Состав хлоритов подвержен значительным колебаниям. В отличие от слюд, хлориты не содержат щелочей. Это минералы главным образом метаморфических пород, в которых они образовались за счет магнезиально-железистых силикатов.

Глауконит (из группы гидрослюд) — водный алюмосиликат железа и магния, близкий по составу к железистой слюде. Формула глауконита



По данным последних исследований, глауконит оказывается смесью нескольких минералов. Как минерал преимущественно морского происхождения, он широко распространен в песках, песчанниках, глинах, опоках, известняках и других осадочных породах. Кристаллических форм он не образует.

Каркасовые силикаты. От всех остальных подклассов силикаты этой группы отличаются непрерывным трехмерным сцеплением кремнеалюмоокислородных тетраэдров в кристаллической структуре: каждый ион кислорода принадлежит одновременно двум тетраэдрам. Сцепление тетраэдров происходит через все четыре вершины (рис. 42). В каркасовых силикатах ионы алюминия занимают место ионов кремния, и в соответствии

¹ Это название дано минералам по их своеобразному зеленому цвету (хлорос — по-гречески зеленый), а не по содержанию в них элемента хлора.

с этим тетраэдры делятся на алюмокислородные и кремнекислородные.

В химическом отношении каркасовые силикаты представляют собой алюмосиликаты К, Na и Ca. Еще до рентгеноструктурного анализа В. И. Вернадский установил, что в структуре силикатов алюминий играет ту же роль, что и кремний. Для каркасовых силикатов характерны постоянная твердость (в пределах 5—6) и светлая окраска.

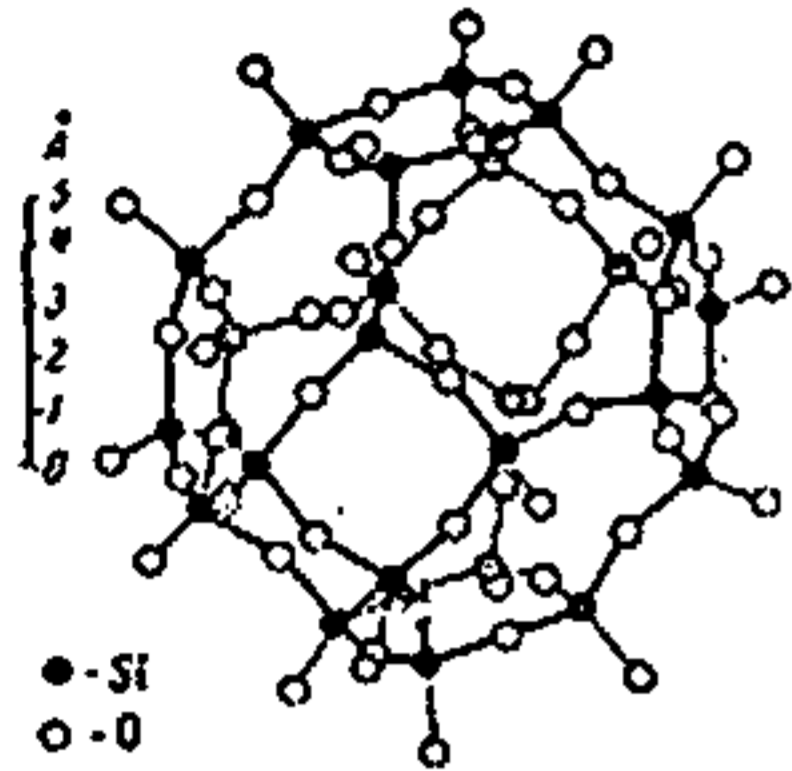


Рис. 42. Каркас из кремнекислородных тетраэдров

носится м и к р о к л и н, кристаллизующийся в триклинной сингонии, по химическому составу аналогичный ортоклазу. Широко распространен микроклин зеленоватого цвета (амазонит). Ортоклаз и микроклин участвуют в сложении кислых и средних изверженных пород.



Рис. 43. Кристаллы ортоклаза

Натрово-кальцевые косо раскалывающиеся полевые шпаты называются плагноклазами. Они представляют собой непрерывный ряд изоморфных смесей твердых растворов двух составных частей: альбитовой (Ab) — $\text{Na[AlSi}_3\text{O}_8]$ и анортитовой (An) — $\text{Ca[Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. В природе существуют все члены этого непрерывного ряда плагноклазов, от чистого альбита до анортита.

Плагноклазы разного состава носят различные названия. Главные из них характеризуются ниже:

		% Ab	% An
Альбит	$\text{Na[AlSi}_3\text{O}_8]$	100—90	0—10
Олигоклаз	} изоморфные смеси Ab и An	90—70	10—30
Андезин		70—50	30—50
Лабрадор		50—30	50—70
Битовинт		30—10	70—90
Анортит	$\text{Ca[Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$	10—0	90—100

Все плагноклазы кристаллизуются в триклинной сингонии (рис. 44).

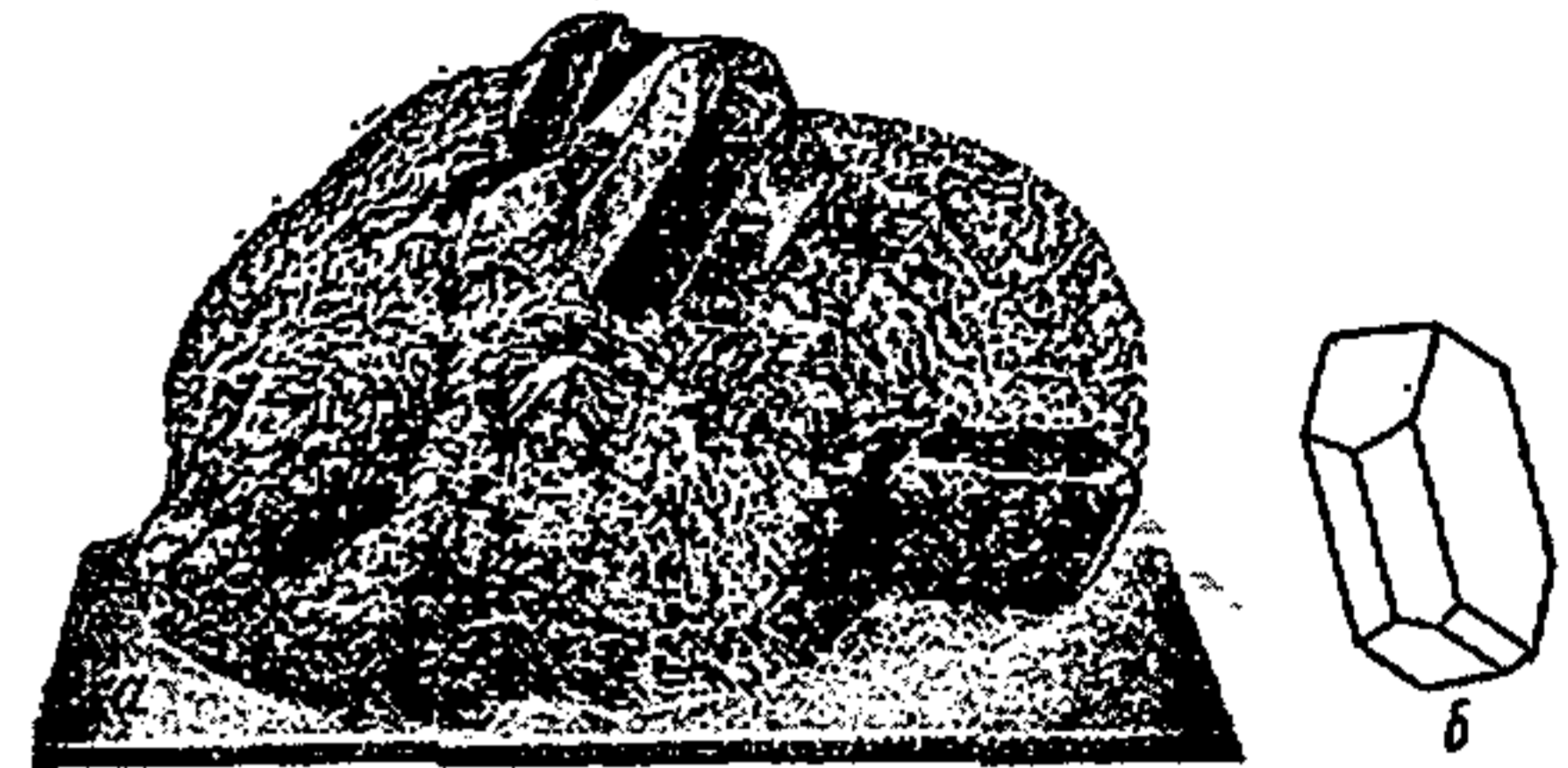


Рис. 44. Друза альбита с кристаллами темного кварца (а) и отдельный кристалл альбита (б)

Анортит значительно беднее альбита кремнекислотой. Поэтому все плагноклазы делятся на кислые (альбит, олигоклаз), средние (андезин) и основные (лабрадор, битовинт, анортит). Кислотность плагноклаза зависит от разных количественных соотношений альбитовой и анортитовой составляющих минерала.

Макроскопически невозможно определить все разновидности плагноклазов, встречающиеся в изверженных породах. Легче других определяется лабрадор благодаря отчетливо (хотя и не всегда) проявляющейся у него кризациии (переливчатая окраска синих и зеленоватых тонов).

Отличить плагноклазы от ортоклаза в мелких кристаллах можно только рассматривая последние в лупу. Плагноклазы на поверхности скола обнаруживают тонкую штриховку от многократного срастания кристаллов с образованием полисинтетических двойников.

Фельдшпатиды по химическому составу похожи на полевые шпаты, но беднее их кремнекислотой. Являясь как бы заместителями полевых шпатов, они играют значительную роль в составе изверженных пород, преимущественно щелочных.

Альбиту (натриевому полевому шпату) соответствует изфельдшпатидов нефелин $Na[AlSi_3O_8]$. По характерному жирному блеску на изломе непрозрачные разновидности нефелина называются масляным камнем (элеолитом). Калиевым полевым шпатам (ортоклазу и микроклину) соответствует лейцит $K[AlSi_3O_8]$. Это довольно редкий минерал, для которого характерны белый цвет и изометричные многогранные формы кристаллов — тетрагонтриоктаэдры (рис. 45).



Рис. 45. Кристаллы лейцита в породе (крупный и мелкие)

Органические соединения (каустобиолиты) по химическим свойствам, кристаллическому строению и происхождению существенно отличаются от неорганических образований. К этому классу относят прежде всего каменный уголь, торф, нефти, которые фактически представляют собой горные породы, состоящие из различных органических веществ. Асфальт, озокерит (горный воск) и другие подобные породы состоят из углеводородов с некоторым количеством кислорода. Асфальт — продукт окисления нефтей. Озокерит — продукт обесчеления нефтей легкими и обогащения высокомолекулярными углеводородами (парафинами). Наконец, следует упомянуть янтарь, представляющий собой ископаемую древесную смолу (рис. 46).

ОРГАНИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ

Органические соединения (каустобиолиты) по химическим свойствам, кристаллическому строению и происхождению существенно отличаются от неорганических образований.

К этому классу относят прежде всего каменный уголь, торф, нефти, которые фактически представляют собой горные породы, состоящие из различных органических веществ. Асфальт, озокерит (горный воск) и другие подобные породы состоят из углеводородов с некоторым количеством кислорода. Асфальт — продукт окисления нефтей. Озокерит — продукт обесчеления нефтей легкими и обогащения высокомолекулярными углеводородами (парафинами). Наконец, следует упомянуть янтарь, представляющий собой ископаемую древесную смолу (рис. 46).

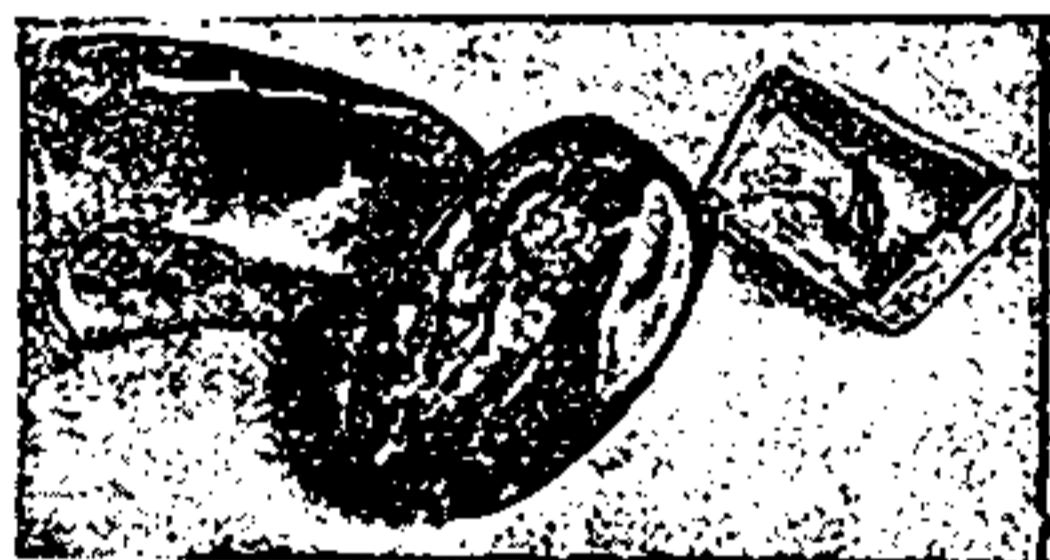


Рис. 46. Кусочки янтаря с замурованными в них насекомыми

МЕТОДИКА ПОЛЬЗОВАНИЯ «ОПРЕДЕЛИТЕЛЕМ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ»

В учебной литературе по минералогии существует довольно большое количество хороших руководств по макроскопическому определению минералов. Сюда в первую очередь относится книга Н. А. Смольянинова «Как определять минералы по внешним признакам» (Госгеолиздат, 1951) или «Практическое руководство по минералогии» того же автора (Госгеолиздат, 1948). Но пользование этими руководствами, составленными для студентов, уже прошедших специальный курс минералогии, неудобно для студентов первого курса, имеющих дело в общей геологии с определением лишь главнейших породообразующих минералов. Ниже

предлагается значительно упрощенный определитель этих минералов (табл. 1 и 2). Однако желающие углубить свои знания о минералах могут при достаточной подготовке пользоваться и указанными руководствами по минералогии.

Определение минералов удобнее всего начинать с твердости, как постоянной величины для каждого минерала, не зависящей от того, представлен ли он в виде крупного отдельного кристалла или в виде небольшого зерна в породе. По твердости все минералы в помещенном ниже «Определителе» разбиты на семь групп. В каждой из первых шести групп минералов выделяются по блеску небольшие подгруппы, где каждый минерал имеет определенный номер, против которого указаны наиболее характерные признаки, отличающие данный минерал от его соседей по подгруппе.

Ход определения минерала примерно следующий. Прежде всего определяется твердость минерала, которая, предположим, оказывается 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 раскола. Допустим, что блеск минерала стеклянный. Обращаемся к подгруппе 2 (минералы со стеклянным или перламутровым блеском). В этой подгруппе (табл. 1)

Таблица 1

Определитель породообразующих минералов

I. Минералы с твердостью до 2 включительно

- | | |
|--|------|
| 1. С металловидным блеском, пачкает, не гибок | № 1 |
| 2. Со стеклянным и шелковистым блеском, спайность весьма совершенная | |
| Бесцветный, листочки по спайности гибкие | № 17 |
| Зелесоватый, слюдоподобный, листочки по спайности гибкие | № 30 |
| 3. С жирным блеском | |
| Мыльный на ощупь | № 25 |
| Белый, матовый, землистый, с водой пластичен | № 27 |

II. Минералы с твердостью свыше 2, до 3 включительно

- | | |
|---|------|
| 1. С металловидным блеском, мелкие зерна, черта зеленая | № 31 |
| 2. Со стеклянным и перламутровым блеском | |
| Черный, расщепляется на тонкие листочки | № 29 |
| Светлый, расщепляется на тонкие листочки | № 28 |

Соленый на вкус	№ 12
Вскипает от соляной кислоты	№ 13
Не вскипает от соляной кислоты	№ 18

III. Минералы с твердостью выше 3, до 4 включительно

1. С металлическим блеском, черта зеленовато-черная	№ 4
2. Со стекляннм, шелковистым и перламутровым блеском	
Зеленый, пятнистый, волокнистый	№ 26
Белый «вскипает» в подогретой HCl	№ 14
«Вскипает» от HCl в порошке	№ 15
Желтовато-бурый «вскипает» в подогретой HCl	№ 16

IV. Минералы с твердостью выше 4, до 5 включительно

1. С жирным и стекляннм блеском, желтый и зеленоватый, прозрачный	№ 19
2. С матовым или слабо жирным блеском, бурый, непрозрачный, зернистый	№ 20

V. Минералы с твердостью выше 5, до 6 включительно

1. С металлическим и матовым блеском	
Черта черная	№ 8
Черта желто-бурая	№ 11
Черта красная	№ 7
2. С жирным и шелковистым блеском	
Блеск тусклый, просвечивает, вещество аморфное	№ 10
Блеск жирный	№ 37
Черта зеленоватая или бурая, спайность совершенная	№ 24
3. Со стекляннм блеском	
Кристаллы многогранной (округлой) формы	№ 38
Темнозеленый, черный, черта серо-зеленая	№ 23
Серый, прίζει в сине-голубых тонах	№ 36
Темносерый, не прίζει	№ 35
Зеленоватый, зелено-желтоватый, черта светлая	№ 33
Прямоугольные обломки по спайности	№ 32
Белый, косоугольные обломки по спайности	№ 34

VI. Минералы с твердостью выше 6, до 7 включительно

1. С металлическим блеском

Кубические золотистые кристаллы, черта темносеро-зеленоватая, почти черная	№ 2
Лучистые сростки светлозолотистого цвета	№ 3

2. С жирным и стекляннм блеском

Скрытокристаллический, в виде желваков и натечных форм, слабо просвечивает	№ 6
Крупнокристаллический и сплошной, спайность отсутствует, блеск жирный на изломе, стекляннй на гранях	№ 5
Бутылочно-зеленый, мелкие зерна в породе	№ 21

VII. Минералы с твердостью выше 7

Твердость 7,5, цвет красный, зеленый, многогранники	№ 22
Твердость 9, кристаллы боченковидные, штриховка на плоскостях спайности	№ 9

имеется пять номеров (29, 28, 12, 13 и 18), каждому из которых присуще то или иное определенное свойство. Например, для № 29 характерны *черный цвет и расщепляемость на тонкие листочки*, а для № 28 — *светлый цвет и расщепляемость на тонкие листочки*; для № 12 — *соленость*; для № 13 — *«вскипание»*, а для № 18 — *отсутствие «вскипания» от действия соляной кислоты*.

Оказывается, что определяемый минерал не соленый и не расщепляется на листочки, но от действия слабой соляной кислоты на свежей поверхности бурно «вскипает». Минерал с подобными свойствами имеет № 13. Дальше в табл. 2, где главные породообразующие минералы распределены по классам, под этим номером находим «кальцит». Определив все остальные свойства минерала по схеме, указанной в табл. 2, мы окончательно убеждаемся в правильности нашей характеристики.

В полную характеристику минерала по этой схеме входят: название, химический состав, твердость, удельный вес, блеск, цвет, черта, спайность и излом, форма кристаллов, форма нахождения в природе и примечание (особые отличительные свойства и область применения).

№ п/п	Класс	Название минерала	Химический состав	Твердость	Удельный вес	Блеск	Цвет
7	Оксиды	Гематит (скрытокристаллический — красный железняк, жидкокристаллический — железный блеск)	Fe_2O_3	5,5	4,9—5,3	Металлоподобный с синеватым отливом в кристаллах, тусклый в скрытокристаллических разновидностях	От красноватого до железно-черного
8	-	Магнетит (магнитный железняк)	$FeFe_2O_4$	5,5 (до 6,5)	4,9—5,2	Металлический	Железно-черный (непрозрачный)
9	-	Корунд (красная разновидность — рубин, темная мелкозернистая — наждак)	Al_2O_3	9	3,9—4	Сильный стекловидный	Синеватый, серый
10	Водные окислы	Опал	$SiO_2 \cdot nH_2O$	5,5 (до 6,5)	2,2—2,3	Жирный с внутренним цветом отражением, тусклый	Белый, желтый, серый, бурый, просвечивает, полупрозрачный
11	-	Лимонит (бурый железняк, гидрогематит)	$Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ ($2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$)	5—5,5 (землистые окристые разновидности имеют меньшую твердость)	3,6—4	Матовый (тусклый) металлический, на поверхности блестящий	Ржаво-желтый, желто-бурый, темно-бурый
12	Галогены	Галит (каменная соль — то же, что и поваренная)	$NaCl$	2,5	2,1—2,2	Стеклянный	Белый, прозрачный, часто серый, синеватый, розовый

Черта	Излом и спайность	Сингония	Форма кристаллов	Форма нахождения в природе	Примечание
Вишнево-красная	Раковистая или землистая	Тригональная	Чешуйки, таблички и роетки (железная роза)	Плотные, сланцеватые, оолитовые или землистые, иногда почковидные и жилаватые массы и пласти, выделения и сростки таблитчатых кристаллов	Метаморфического и метатерриального происхождения. Важнейшая железная руда
Черная	В кристаллах раковистый, в сплошных массах зернистый	Кубическая	Октаэдры (иногда штриховатые на гранях)	Плотные массы или зернистые включения в различных горных породах	Магматического и метаморфического происхождения. В контактах магматических пород с известняками. Характерен магнитными свойствами (действует на стрелку компаса). Важнейшая железная руда
Не дает черты	Искристый. Спайности нет. Проявляется отдельность, на гранях отдельности штриховка	Тригональная	Боченкообразные и мелкозернистые сплошные массы	Кристаллы в пегматитах, гнейсах, сланцах, известняках и доломитах. Часто в россыпях	Наклад употребляется как шлифовальный и точильный материал. Прозрачные разновидности — драгоценный камень
Светлая (белая)	Раковистый (скорупчатый)	Аморфный	Кристаллов не образует	Выполняет трещины, пустоты, образует маточные формы. Часто служит цементом в обломочных породах. Распространен псевдоморфозы по дереву и др.	В осадочных породах. Метатерриального происхождения. Выделяет воду при прокаливании в закрытой трубке. Драгоценный камень
Желто-бурый, бурый	Землистый	Скрытокристаллический и аморфный	Кристаллы не встречаются. Образует псевдоморфозы в виде кубиков по пириту	Пласти и глыбы различных размеров. Плотные массы, почковидные натеки как бы с лакированной поверхностью и губчатые, пахнущие массы. Нередко массы состоят из гороховидных зерен (оолитовая и бобовая руда)	Осадочного происхождения, а также продукт выветривания железосодержащих минералов (сульфидов, карбонатов и силикатов). При прокаливании в закрытой трубке выделяет много воды. Распространенная железная руда
Белая	Весьма совершенная в трех направлениях. По граням куба легко раскалывается на кубики	Кубическая	Кубики	Совместно с гипсом и сильвинном в виде сплошных пластов, зернистых масс и отдельные кристаллы среди осадочных пород	Характерен соленый вкус (в отличие от горько-сладкого сильвина KCl). Лагуно-морской лимонитский осадок или отложение соляных озер. Иногда образует выцветы почвы. Употребляется в пищу, для засолки продуктов и в химической, металлургической и кожевенной отраслях промышленности

№ п/п	Класс	Название минерала	Химический состав	Твердость	Удельный вес	Блеск	Цвет
13	Карбонаты	Кальцит (известковый шпат; прозрачная разновидность — исландский шпат)	CaCO_3 (Сильно «вскипает» от действия слабого раствора HCl)	3	2,7	Стеклоподобный	В кристаллах белый, серый, желтый, голубой; прозрачный или просвечивающий
14	"	Магнезит	MgCO_3 («Вскипает» от нагретой кислоты)	3,5—4,5	3—3,1	Стеклоподобный, часто шелковистый и матовый	Белый, серый, желтый
15	"	Доломит (горький шпат)	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$) («Вскипает» от кислоты в порошке)	3,5—4	2,8—2,9	Стеклоподобный (иногда перламутровый)	Белый, желтый, серый
16	"	Сидерит (железный шпат)	FeCO_3 (В нагретой соляной кислоте разлагается с выделением, капля кислоты на сидерите желтеет от образования хлорного железа)	3,5—4,5	3,7—3,9	Стеклоподобный, часто перламутровый	Серый, горчично-желтый, бурый
17	Сульфаты	Гипс (легкий шпат; разновидности: мелкозернистая, белая — алястр, мелкозернистая с шелковистым блеском — селенит)	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (В закрытой трубке при нагреве выделяет воду)	2 (Царапается ногтем)	2,3	Стеклоподобный, с перламутровым отливом	Белый, желтый, серый, красноватый или бесцветный (прозрачный)

Цвет	Взлом и спайность	Сингония	Форма кристаллов	Форма нахождения в природе	Применение
Белая	Весьма совершенная по трем направлениям. Легко раскалывается на косые параллелепипеды (ромбоэдры)	Тригональная	Весьма разнообразная. Часто встречаются ромбоэдры	Кристаллы в жилах, матерки. Составляет часть многих главных образцов осадочных и метаморфических пород. Слюдянистые разновидности (мр. изветчик, мрамор и др.)	В прозрачных кристаллах обнаруживается сильное двойное лучепреломление. Образуется при термодинамических процессах, а также в процессах выветривания и окислительно-восстановительных. Употребляется в промышленности известняк, а прозрачный кальцит — для изготовления оптических приборов, служащих для получения поляризованного света
Белая	Совершенная в кристаллических разновидностях. Надлом раковинчатый в фарфоровых разновидностях	Тригональная	Ромбоэдры (встречаются редко)	Горнообристые и магнезитовые фарфоровидные окислительные массы	Экстремально чистые известняки и магнезитовые сланцы как продукт выветривания магнезитовых пород. Образуется также гидротермальными путями при замещении известняков и доломитов. Отнеупорный строительный материал
Белая	Совершенная (в трех направлениях по ромбоэдру), хорошо заметная в крупных кристаллах	Тригональная	Искривленные ромбоэдры (встречаются редко)	Плотные мраморовидные массы, а также пласты, сланцы и пизелы в осадочных породах	Продукт позднего преобразования известняков под действием воды и углекислого газа. Употребляется как флюс в сталей и чугуна
Белая или желтоватая	Совершенная в трех направлениях	Тригональная	Плоские и искривленные ромбоэдры	Пласты среди известняков, плотные тонкозернистые или крупнозернистые массы, иногда шарообразные конкреции (сферосидериты) скрутокристаллического строения и с мелкими кристаллами	Продукт замещения известняков железосодержащими растворами при гидротермальных и безводных процессах. Цветная железная руда
Белая	Весьма совершенная. Расщепляется на тонкие листочки. Возможна разновидность с изломом	Моноклиническая	Отдельные таблитчатые кристаллы двойники в виде «ластов» или «хвостов» двойники	Плотные мелкозернистые массы в виде пластов среди осадочных пород, порфиритовые выветривания почвы, прожилки волокнистого строения	Типичный аморфный гидрат. Используется в лакокрасочной промышленности в качестве пигмента (алебастр), а также для изготовления форм, художественных изделий и в медицине

№ п/п	Класс	Название минерала	Химический состав	Твердость	Удельный вес	Блеск	Цвет
18	Сульфаты	Ангидрит (безводный гипс)	CaSO_4	3-3,5 (Не царапается ногтями)	2,8-3	Стекланый, иногда с перламутровым отливом	Белый или сероватый, голубой, красноватый
19	Фосфаты	Апатит (хлорапатит и фторапатит)	$\text{Ca}_5(\text{Cl}, \text{F})_3(\text{PO}_4)_3$ (В HCl растворяется)	5	3,2	Жирный; мелкозернистые массы имеют сильный стекланный блеск	Зеленый, желтоватый, белый, фиолетовый, бурый или бесцветный
20		Фосфорит	Близкий к апатиту, загрязненный глинистыми и песчаным материалом (фосфат кальция)	5	3,2	Матовый или поджирный	Грязножелтый, темносерый, бурый
21	Силикаты: а) Островные (орто-силкаты)	Оливин (перидот)	$(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$ или $2(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot \text{SiO}_2$	6,5-7 (Хрупкий)	3,3-3,4	Стекланный	Оливково-зеленый, буроватый (бутылочного цвета); прозрачный или просвечивающий
22		Графаты		7-7,5		Стекланный, слегка маслянистый	
		Альмандин	$\text{Fe}_2\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_2$		4,1-4,3		Темно-красный, буроватый
		Гроссуляр	$\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$		3,5		Светлозеленый
		Андрадит	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$		3,5		Буровато-зеленый

Черта	Излом и спайность	Спайности	Форма кристаллов	Форма нахождения в природе	Примечание
Белая	Зернистый. Совершенная спайность по трем взаимно перпендикулярным направлениям	Ромбическая	Мелкие таблитчатой формы (встречаются редко)	Сплошными мелкозернистыми массами, прожилками и желваками в осадочных породах	Встречается вместе с гипсом и каменной солью как химический осадок морской воды. Употребляется для получения специального цемента и мелких художественных изделий
Белая	Неровный, раковистый. Спайность несовершенная	Гексагональная	Призматические, реже таблитчатые	Обычно зернистые, сахаровидные массы, а также мелкие и крупные кристаллы в жилах и изверженных породах	Иногда огромные массы среди магматических пород и в контактах с ними. Употребляется в производстве минерального фосфорного удобрения (суперфосфат)
Серая	Землистый, неровный	Аморфный, гелевидный	Кристаллов не образует	Желваки и комочки различной формы, а также сплошные мелкозернистые массы и пласты в глинах, известняках и песчанниках. Псевдоморфозы по ископаемым остаткам	Осадочного биогенного происхождения. Употребляется в производстве минеральных удобрений (суперфосфат)
Бесцветная	Неровный. Спайность слабо заметна	Ромбическая	Кристаллы редки, обычно зерна	Отдельные зерна в породе, иногда сплошные зернистые массы в осадочных и ультраосновных изверженных породах (перидот, дунит). При температурном изменении переходит в серпентин (змеевик)	Магматического происхождения. Прозрачная разновидность (хризопраз) ценится в ювелирном деле. Оливиновые изверженные породы содержатся используются для изготовления алталя
Бесцветная (почти не образуется)	Неровный, раковистый	Кубическая	Изометричные многогранные округлой формы (ромбодекаэдр и тетраэдр)	Кристаллы в метаморфических и реже магматических породах	Типичные минералы метаморфического происхождения. Алмаздин употребляется как абразивный (шафтовый) материал и как драгоценный камень

№ п/п	Класс	Название минерала	Химический состав	Твердость	Удельный вес	Блеск	Цвет
Пироксены							
23	б) Цепные (метасиликаты)	Авгит	$Ca (Mg, Fe, Al)_{2-3} [(Si, Al)_2 O_6]$	6,5	3,3-3,6	Стеклообразный	Зеленый, бурый, черный
Амфиболы							
24	в) Ленточные	Роговая обманка	Общая формула амфиболов: $R_2 (OH)_2 [Si, O]_{7-8}$, где R - Ca, Mg, Fe ²⁺ и Na Полная формула: $(Ca, Na)_2 (Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_7 (OH)_2 [Si, Al]_7 O_{22}$	5,5-6	3,1-3,5	На плоскостях спайности шелковистый (похожий на блеск рогового вещества)	Серо-зеленый, темный, зеленый, черный
Силикаты							
25	г) Листовые	Тальк	$Mg_3 (OH)_2 [Si_4 O_{10}]$ или $3MgO \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O$	Мягкий, жирный на ощупь	2,7-2,8	Жирный, на плоскостях спайности перламутровый	Белый или желтоватый, зеленоватый, голубоватый
26		Серпентин (коллоидная разновидность - горный лен, называется асбестом)	$Mg_3 (OH)_2 [Si_4 O_{10}]$ или $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$	3-4	2,5-2,7	Жирный, восковой, шелковистый	От светлого (зеленоватого, голубоватого) до темного с желтыми пятнами (напоминает кожу змеи)
27		Каолинит	$Al_2 (OH)_4 [Si_2 O_5]_2$ или $Al_2 O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ (С водой набухает - сильно гигроскопичен)	1 (до 2,5)	2,6	Тусклый, матовый, жирный, в чешуйках перламутровый	Белый, слегка желтоватый или сероватый
Алюмосиликаты							
28	г) Листовые	Мусковит (белая чешуйчатая слюда)	$KAl_2 (OH)_2 [AlSi_3 O_{10}]$ или $K_2 O \cdot 3Al_2 O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$	2-3	2,7-3,1	Стеклообразный, перламутровый	Бесцветный с зеленоватым, желтоватым, сероватым или розоватым оттенком; прозрачный

Черта	Излом и спайность	Ступенька	Форма кристаллов	Форма изометрических в природе	Примечание
Сели					
Светлая серо-зеленая	Неровный (раковистый). Спайность ясная под углом, блестящая в прямом	Моноклинная	Восьмиугольные призматические и мелкие столбики	Мелкие зерна, реже хорошо образованные кристаллы в изверженных породах	Породообразующий минерал основных изверженных и метаморфических пород
Болы					
Зеленоватая или бурая	Занозистый. Спайность совершенная в двух направлениях под углом 123°	Моноклинная	Столбчатые или призматические (с hexagonalного вида), также лучистые сростки	Крупные и мелкие игольчатые и изверженных и метаморфических породах. Иногда порода состоит почти из одной роговой обманки	Магматического и метаморфического происхождения, в качестве продукта преобразования агнита
Колты					
Белая	Расщепляется на тонкие, не упругие листочки. Спайность весьма совершенная в одном направлении	Моноклинная	Листоватые и чешуйчатые	Плотные листовато-кристаллические массы в метаморфических породах (сланцах) в виде пластов, гнезд	Продукт метаморфизма магнетитовых пород (под действием воды и CO ₂). Употребляется в резиновой, бумажной и других отраслях промышленности, как присыпка, кислотостойкий и огнеупорный материал
Белая или зеленоватая	Раковистый в сплошных массах, занозистый в доломитовых разновидностях	Моноклинная	Волокнистая, медвежьи зерна и пластинки	Плотные толковеркостные, пластинчатые кристаллические массы, часто в виде жилажек. Сопутствуют магнетит, тальк, магнетит	Продукт метаморфического (гидротермального) изменения перидотитов, дунитов и пироксенитов. Асбест употребляется для изготовления огнеупорных изделий, картона, фибры и т. д.
Белая, жирная	Землистый, на ощупь жирный. У пластинок весьма совершенная спайность в одном направлении	Моноклинная	Кристаллы исключительно редки. Обычно землистые массы	Плотные или волокнистые, мушкетерские, глинистые массы в виде пластов, гнезд и залежей	Продукт поверхностного и глубинного выветривания полевых шпатов и других алюмосиликатов. Употребляется в керамике, строительном деле, бумажной промышленности и как огнеупорный материал
Алкаты					
Белая	Расщепляется на тонкие упругие листочки и чешуйки. Спайность весьма совершенная в одном направлении	Моноклинная	Таблетчатые или в виде ступок тонких пластинок. Кристаллы достигают больших размеров	Листочки в кислых изверженных породах, гнездах и в некоторых метаморфических сланцах, крупные кристаллы в pegmatites, мелкие чешуйки в песках и глинах. Тонкочешуйчатый (в виде асбеста) называется серпентин	Магматического или метаморфического происхождения. Употребляется в качестве электроизоляционного и теплового материала взамен стекла

№ п/п	Класс	Название минерала	Химический состав	Твердость	Удельный вес	Блеск	Цвет
29	г) Листовые	Биотит (черная железомagneзидная слюда)	$K(Mg, Fe)_2(OH, F) \cdot [AlSi_3O_{10}]$ или $K_2O \cdot 6(Mg, Fe)O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$	2-3	3-3,1	Стеклоподобный, перламутровый	Черный или темнозелено-черный (в толстых пластинках непрозрачен)
30		Хлориты	$(Fe, Mg, Al)(OH) \cdot [AlSi_3O_{10}]$ или $5(Mg, Fe)O \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 4H_2O$	2-2,5	2,6-2,8	Стеклоподобный до перламутрового	Зеленый
31		Глаукофант (из группы гидрослюд, возможно агрегат нескольких минералов)	Примерный состав: $K(Fe, Al, Mg) \cdot (OH)_2 [AlSi_3O_{10}] \cdot nH_2O$	2-3	2,2-2,8	Тусклый, стекловидный, жирный	Темно-зеленый (зеленовато-черный)

Полевые

32	д) Каркасовые (алюмосиликаты)	Ортоклаз	$K[AlSi_3O_8]$ или $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	6 (до 6,5)	2,6	Стеклоподобный	Белый, кремовый, голубоватосерый, розовый, мясокрасный
33		Микроклин	Состав ортоклаза	6 (до 6,5)	2,6	Стеклоподобный, слегка перламутровый на плоскостях спайности	Цвет ортоклаза. Зеленоватая разновидность называется антозитом
34		Альбит (натриевый плагиоклаз - Аб)	$Na[AlSi_3O_8]$ или $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	6 (до 6,6)	2,6	Стеклоподобный	Белый (иногда слегка окрасен в буровато-желтый цвет)
35		Анортит (кальциевый плагиоклаз - Аб)	$Ca[Al_2Si_2O_8]$ или $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$	6-6,5	2,73-2,76	Стеклоподобный	Серый, белый или желтоватый

Черта	Искл. и спайность	Сингония	Форма кристаллов	Форма нахождения в природе	Примечание
Белая или желтоватая	Расщепляется на тонкие упругие листочки. Спайность весьма совершенная в одном направлении	Моноклиническая	Таблитчатые (гексагональной формы) или в виде ступок тонких пластинок	Составная часть гранита, сленита, пегматитов, метаморфических пород, гнейсов, слюдяных сланцев. В виде мелких чешуек встречается в обломочных осадочных породах	Магматического и метаморфического происхождения. Встречается в виде биотита. Называется флогопитом
Светлая зеленоватая, зеленая	Расщепляется на глыбки, не упругие листочки. Спайность весьма совершенная в одном направлении	Моноклиническая	Таблочки, чешуйки, сростки друзами, и спайными кристаллическими массами	Простран срезь метаморфических сланцев и кварцевитов в других породах за счет измещения магнетитом железистых силикатов	Характерный минерал метаморфического происхождения. Встречается в виде биотита и роговика. Хлорит с высоким содержанием железа (до 30%) называется хлоритом железным
Зеленая	Неровная	Триклиническая	Мелкие (до 1 мм) желваки и зернышки	Отдельные зерна или массовые скопления их в песках, песчаных глинах и мергелях	Осадочного (морского) происхождения. Составляет иногда до 40% породы, приходящая к темноватому цвету. Употребляется как смягчитель жесткой воды

шпаты

Белые	Образуются призматическими скоплениями. Спайность совершенная по двум направлениям под прямым углом (90°)	Моноклиническая	Призматические	Составная часть кислых и средних изверженных пород (гранитов, сленитов и др.) и некоторых метаморфических пород. Архейские песчаники содержат ортоклаз в большом количестве	Магматического и метаморфического происхождения. К ним относятся кристаллы в матах
Белые	Спайность совершенная по двум направлениям почти под прямым углом	Триклиническая	Призматические, слюдяные кристаллы ортоклаза	Крупные и мелкие кристаллы в пегматитах и в кислых изверженных породах	См. ортоклаз
Бесцветные, белые	Неровная. Спайность совершенная по двум направлениям под острым углом (<90°). Иногда с угловой штриховкой на плоскостях спайности	Триклиническая	Таблитчатые и в виде сростков пластинок	Плотные зернистые массы и листоватые агрегаты, а также друзы кристаллов в пегматитовых жилах. Одни из породообразующих минералов средних и кислых изверженных пород. Кроме того, встречаются в метаморфических породах, иногда в гранитах	Продукт кристаллизации магматического расплава и глар малых процессов. Тектонически образуется совместно с кварцем. Промышленного значения не имеет
Бесцветные, белые	Ясная в двух направлениях	Триклиническая	Таблитчатые кристаллы (отдельно встречаются редко)	Мелкие кристаллы в основных изверженных породах	Продукт кристаллизации магмы. При легком окислении имеет

№ п/п	Класс	Название минерала	Химический состав	Твердость	Удельный вес	Блеск	Цвет
36	а) Кварцовые (алюмосиликаты)	Лабрадор (изменчиво-натриевый плагиоклаз)	Изоморфная смесь: Na 50-70% и Ab 50-30%	6	2,7	Стеклообразный, перламутровый	Серый, темносерый с голубыми, зеленоватыми и синими оттенками (призмурет)

Фельдшпаты

37	.	Нефелин (запах-кальциевый камень)	$Na [AlSiO_3]_{100}$ или $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$	5,5	2,6	Жирный на изломе, на гранях стеклянистый	Кристаллы бесцветные; в самых разнообразных серых, розовый, желто-бурый
38	.	Лейцит	$K [AlSi_3O_8]$ или $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$	5,5-6	2,6	Стеклообразный, иногда жирный на изломе	Белый или сероватый

Минералы, не имеющие большого пороодообразую

39	Самородные элементы	Алмаз	C	10 (на изломе хрупкий)	3,5	Сильный (алмазный)	Бесцветный, прозрачный, желтый, голубой, черный (карбониль)
40	Галоиды	Флюорит (плавиковый шпат)	CaF_2	4 (хрупкий)	3-3,2	Стеклообразный	Фиолетовый, желтый, зеленый, розовый и реже прозрачный, бесцветный
41	Силикаты (островные)	Топаз	$Al_2 (F, OH)_2 [SiO_3]_2$	8	3,4-3,6	Стеклообразный	Бесцветный, голубоватый, желтовато-серый, розовый

Черта	Излом и спайность	Сингония	Форма кристаллов	Форма нахождения в природе	Примечание
Бесцветная или белая	Совершенная в двух направлениях	Тригональная	Мелкие и крупные табличатые кристаллы с заметной штриховкой на плоскостях спайности в породе (одиночные кристаллы редки)	Составная часть основных изверженных пород. Порода, сплошь состоящая из лабрадора, называется лабрадоритом	Продукт кристаллизации магматического расплава. Лабрадорит употребляется как облицовочный материал

иди

Белая	Плохо-разковистый. Спайность несовершенная	Гексагональная	Мелкие призматические кристаллы (встречаются редко)	Обычно неправильной формы зерна, встречающиеся в щелочную породу, сплошные зернистые массы. Совместно с кварцем не встречается	Почти исключительно магматического происхождения в белых кремнеземных щелочных породах. Используется в стекольной и керамической отраслях промышленности, а также для получения соды, глинозема и некоторых красок
Белая или бесцветная	Раковистый. Спайности нет	Псевдокубическая	Правильные изометричные двудвухгранные (тетрагонтрибоэдри)	Отдельные кристаллы, встречающиеся в щелочных, бескварцевых щелочных породах (например базальтах)	Типичен только для вулканических пород. Встречается в СССР редко. Употребляется (если месторождение богато) как сырье на калий и алюминий

щего значения, но входящие в шкалу твердости

Режет легко стекло и кварц	Совершенная в четырех направлениях (по октаэдру)	Кубическая	Восьми- и двенадцатигранными (октаэдр, ромбоэдр и др.)	Отдельные кристаллы в ультраосновных изверженных породах глубинного происхождения, в россыпях в виде также обломков	Продукт кристаллизации ультраосновной или основной магмы в воронках взрыва. Употребляется в ювелирном, шлифовальном деле и при бурении скважин (для коронки)
Белая	Совершенная в четырех направлениях (по октаэдру)	Кубическая	Кубы и более сложные формы, также двойники прорастания	Друзы кристаллов или чаще выветрившие и сплошные зернистые массы (главным образом жвалы)	Отлагается из горячих водных растворов в жвалах, реже встречается в пегматитах, иногда в известняках. Употребляется в металлургии при плавке, а также для получения плавиковой кислоты (криолит). Прозрачные разновидности используются в оптике
Не дает	Неправильная. Спайность совершенная в одном направлении	Ромбоэдрическая	Призматическая	Кристаллы (в пегматитах) или зернистые и сплошные массы в метаморфизованных породах. Октаэдрические кристаллы в алюмосиликатных отложениях	Продукт кристаллизации кислой магмы в пегматитах и грейбенах. Используется как драгоценный камень и в производстве точных приборов

ГЛАВА ВТОРАЯ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Каменная оболочка Земли состоит из горных пород, которые, в свою очередь, слагаются из минералов.

Горные породы могут быть полиминеральными и мономинеральными. В первом случае они состоят из различных минералов, во втором — из большого количества одного какого-нибудь минерала.

К полиминеральным породам относится, например, всем хорошо известный гранит, состоящий из кварца, ортоклаза, плагиоклаза и слюды или реже роговой обманки. В качестве примеров мономинеральных пород можно привести известняк, состоящий из кальцита, и кварцит — из кварца. Минералы, которые содержатся в породах в количестве более 5%, называются главными породообразующими. Кроме того, в любой породе (даже мономинеральной) встречаются в виде незначительной примеси (менее 5%) второстепенные минералы, называемые акцессорными.

Каждая горная порода образуется в определенной геологической обстановке, являясь результатом определенных геологических процессов. Минералогический и химический составы, строение, особенности в формах залегания и ряд внешних признаков горных пород — все это дает возможность устанавливать условия их образования, а также дальнейшего изменения под воздействием внешних сил.

Представим себе изогнутый в виде сводаобразной складки пласт известняка, состоящего из обломков раковин морских животных, прорванный жилой изверженной породы. Известняк перекристаллизован на контакте с жилой (рис. 47), разбит трещинами и как бы изъеден различными пустотами — пещерками (кавернами), на стенках которых образовались корочки кальцита, кристаллы других минералов, железистые пятна и т. д.

Анализируя эти признаки, мы устанавливаем, что порода образовалась в море в результате накопления раковин моллюсков и скрепления их между собой кальцитовым цементом. Тем самым устанавливается происхождение породы, ее первичный со-

62

став и строение, а также условия, при которых она образовалась. Обратив внимание на трещиноватость и изгиб пласта породы, мы приходим к заключению, что после своего образования известняк подвергся механическим воздействиям, нарушившим его первоначально горизонтальное залегание. Присутствие среди известняка жилы изверженной породы указывает на то, что в данном месте по глубокой трещине из недр Земли проникла вверх жидкая магма, которая, застыв вблизи поверхности, превратилась в изверженную породу. Мы видим далее результат термического и химического воздействия расплавленной магмы на известняк, выразившегося в изменениях структуры, а также, может быть, и минералогического состава примыкающей к жиле части пласта. Наконец, каверны в известняке говорят нам о растворяющей работе вод, проникших по трещинам в толщу известняка, и об отложении этими водами новых минералов — вторичных, т. е. образовавшихся заведомо позже самой породы.

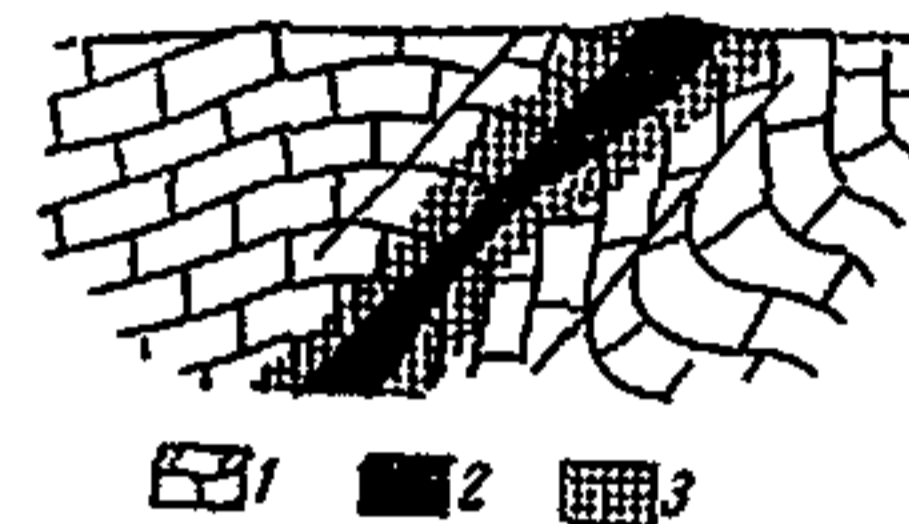


Рис. 47. Складка известняка, прорванная жилой изверженной породы: 1—известняк; 2—жильная порода; 3—перекристаллизованный известняк

Все горные породы по своему происхождению разделяются на три большие группы: магматические, осадочные и метаморфические.

Магматические породы образуются в условиях высокой температуры и высокого давления в процессе застывания силикатных расплавов, носящих название магмы, поднявшихся из земных недр. В одних случаях магма вторгается из недр в толщу лежащих выше пород и застывает на большей или меньшей глубине, в других она застывает, излившись на поверхность Земли в виде лавы.

Осадочные породы образуются в результате разрушения на поверхности Земли ранее существовавших горных пород и последующего отложения и накопления продуктов этого разрушения. Разрушение и отложение могут происходить или в результате механического раздробления и накопления обломков пород, или при участии химических и биогенных процессов. Таким образом, осадочные породы представляют собой переотложенные продукты физического и химического разрушения литосферы. Накопление их происходит как на дне водных бассейнов, так и на поверхности суши.

Метаморфические породы представляют собой глубоко измененные процессами метаморфизма магматические или осадочные породы. Эти процессы, иногда до неузнаваемости изменяющие облик породы, ее строение и минералогический состав, возникают в связи со следующими изменениями условий

63

существования породы: резким повышением температуры, переходом всестороннего давления в одностороннее, привнесом в породу новых химических элементов из очага остывающей магмы в виде газов или горячих растворов.

Указанные факторы метаморфизма могут действовать одновременно, в совокупности, но иногда преобладает один из них.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

КЛАССИФИКАЦИЯ

Магматическая горная порода представляет собой или комплекс минералов, или стекловатую массу в зависимости от условий остывания магмы.

Минералогический состав породы в значительной степени зависит от химического состава магмы. Характер структуры (строение) и текстуры (расположение компонентов) зависят от физико-химических условий остывания магмы.

Рассмотрим вкратце главнейшие положения современной классификации магматических пород.

Магматические горные породы подразделяются на две основные большие группы: *глубинные*, или *интрузивные*, образовавшиеся при застывании магмы в недрах земной коры, и *излившиеся*, или *эффузивные*, образовавшиеся при застывании магмы, излившейся на земную поверхность.

Интрузивные породы, в свою очередь, подразделяются на две группы: образовавшиеся на значительных глубинах, *глубинные* в полном смысле этого слова, называемые *абиссальными*, и *полуглубинные*, или *гипабиссальные*.

Приведенная классификация прежде всего отображает обстановку, в которой происходит образование горных пород, и является генетической. Высокое и всестороннее давление и высокая температура и медленное ее понижение характерны для больших глубин остывания магмы, а низкое давление и быстрое понижение температуры — для поверхностных частей земной коры.

Химическая характеристика магматической породы, вне зависимости от условий ее образования, определяется процентным содержанием в магме следующих оксидов: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , TiO_2 , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O .

В составе магмы преобладает кремнезем, который обуславливает ее вязкость: богатые SiO_2 магмы являются очень вязкими, а бедные SiO_2 — жидкими и соответственно более подвижными при той же температуре и том же давлении. Степень вязкости существенно влияет на формы заполнения магмой пространства в земной коре¹.

¹ Вязкость и жидкость магмы зависят также и от других компонентов, присутствующих в ней, о чем будет сказано ниже.

По степени насыщения SiO_2 магматические породы, так же как и образовавшие их магмы, подразделяются следующим образом:

	% SiO_2
I. Кислые	65—75
II. Средние	52—65
III. Основные	40—52
IV. Ультраосновные	Менее 40

Естественно, что процесс кристаллизации магмы будет протекать различно на разных глубинах, так как он находится в прямой зависимости от давления, температуры и наличия минерализаторов — способствующих кристаллизации магмы летучих веществ. Чем выше давление и медленнее остывание, чем больше минерализаторов, тем полнее кристаллизуется магма, так как эти условия обеспечивают нормальное время и нормальную обстановку для столь сложного процесса. При нормальных условиях образуются яснозернистые, массивно-кристаллические породы, сплошь состоящие из хорошо развитых кристаллов различных минералов. Наоборот, низкая температура окружающей среды и быстрое остывание магмы, низкое давление и удаление из магмы минерализаторов делают невозможным нормальный процесс кристаллизации. В таких случаях образуются вулканические лавы, стекла и другие породы с незакристаллизованной или неполностью закристаллизованной массой, в которой отдельные кристаллы какого-либо минерала изолированы в виде «вкрапленников», образовавшихся еще в *глубинных* условиях.

Минералогический состав пород находится в тесной связи с химическим составом магмы (со степенью насыщения SiO_2). Поэтому для кислых пород «руководящим» минералом должно являться кварц, представляющий собой выкристаллизовавшийся свободный избыток чистой кремнекислоты, оставшийся после насыщения всех оснований.

Ультраосновные и основные породы должны характеризоваться минералами, наиболее бедными кремнекислотой. К числу последних относятся оливин и рудные. Из метасиликатов в этих породах чаще встречается авгит, из полевых шпатов — основные плагиоклазы. Такие минералы, как оливин и кварц, вместе обычно не встречаются: при наличии избытка SiO_2 оливин замещается ромбическим пироксеном по схеме



Важное значение для химической классификации магматических пород имеют количественные соотношения содержащих

в них окислов щелочных (K, Na) и щелочноземельных (Mg, Ca) металлов. Породы, богатые K и Na и бедные Mg и Ca, относятся к группе щелочных, а относительно богатые Mg и Ca — к группе щелочноземельных. Вторая группа преобладает в земной коре.

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Как уже было указано выше, магматические горные породы разделяются по своему происхождению на две большие группы: интрузивные (глубинные) и эффузивные (излившиеся). Рассмотрим основные типы форм залегания каждой из этих групп.

Интрузивные горные породы

Из самого определения интрузивных пород следует, что они образуются в недрах земной коры, а на дневную поверхность выходят уже в сформированном виде в результате последующих горообразовательных движений и глубокого размыва.

Изучение форм залегания интрузивных тел или форм пространства, занятого в земной коре магматическими породами, является сложной проблемой. Эта форма определяется двумя условиями. Магма может занять участки ослабленного давления в слоях (см. ниже факолиты). В этих случаях магма пассивно занимает пространство. В других случаях магма как бы «завоевывает» пространство, раздвигая, приподнимая или проплавливая слои (см. ниже лакколиты).

Внедрение магмы в верхние части литосферы происходит только в строго определенных для каждой геологической эпохи зонах, характеризующихся интенсивными тектоническими движениями. Возникающие в результате этих движений складки (изгибы пластов) имеют в каждом отдельном случае те или иные формы и общий план расположения. Иногда интрузии соотносятся с общим планом и даже с деталями строения складчатой структуры: это так называемые согласные интрузии. Но часто внедряющаяся магма резко нарушает форму складчатых структур, проплавливая огромные массы смятых в складки горных пород или рассекая отдельные складки по трещинам (несогласные интрузии).

Согласные интрузии

Наиболее простое строение имеют интрузивные залежи, обычно приуроченные к полого наклоненным комплексам покровных образований (рис. 48). В этом случае магма, внедряясь по наиболее податливым прослоям, обуславливает в разрезе чередование пластов осадочных и изверженных пород.

Мощность интрузивных залежей колеблется от нескольких сантиметров до 300 м при протяженности до 100 км и более, а по-

крываемая ими площадь составляет от десятков до тысяч квадратных километров. Так, некоторые интрузивные залежи в бассейне р. Тунгуски (Сибирь) имеют площадь более 100 000 км². Незначительные по мощности и протяженности залежи называют обычно пластовыми жилами.

Лакколиты. В тех случаях, когда магма, распределяясь внутри толщ слонстых пород, встречает на некотором ограниченном пространстве



Рис. 48. Простая (а) и сложная (б) интрузивные залежи

ослабленное или, наоборот, усиленное давление покровного чехля, она приподнимает кровлю, образуя двояковыпуклые или плосковыпуклые линзы округлого, эллиптического или неправильного очертания. Интрузии этого вида называют лакколитами (рис. 49, а и б). К типичным лакколитами в Советском Союзе относятся горы Железная, Бештау, Змейка, Машук, Лысая в районе Пятигорска, Медведь в Крыму и др.

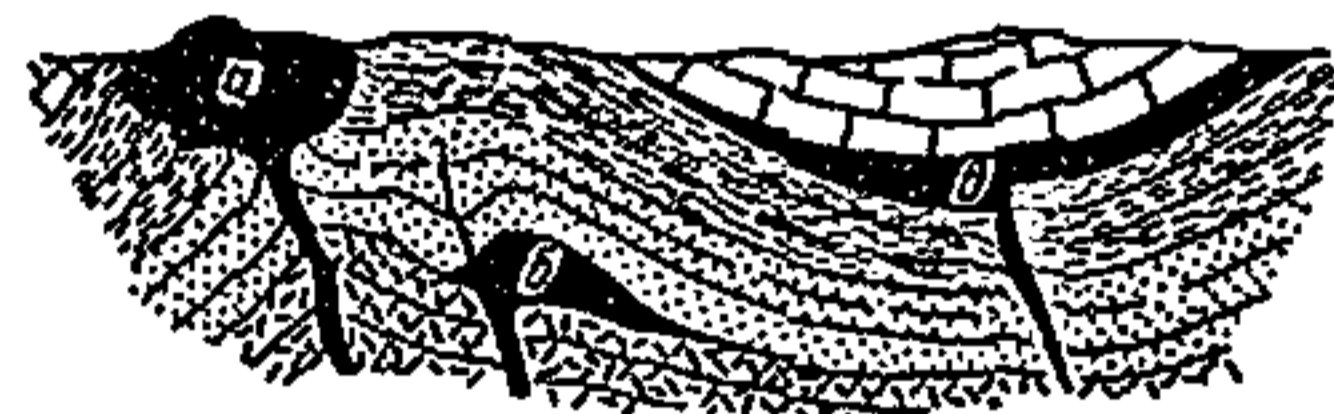


Рис. 49. Лакколиты (а и б) и лополит (в)

Лополиты. Залежи, имеющие форму вогнутой сверху чечевицы, называют лополитами (рис. 49, в). Формирование их связано с опусканием для интрузии во время внедрения.



Рис. 50. Факолиты в разрезе (черное)

Факолиты. В сложноскладчатых областях развиты факолиты. В складках наибольшее сжатие обычно возникает в крыльях, а в сводовых частях

сжатие уменьшается. Внедряясь одновременно со складчатостью, магма, естественно, устремляется в зоны пониженных давлений, т. е. в перегибы складок, где и образует сложно изогнутые залежи (рис. 50).

Несогласные интрузии

Дайки (скупские жилы). Заполнения магмой полых трещин называют дайками. Они имеют обычно параллельные стенки и располагаются поперек слоистости вмещающих пород.

Мощность (ширина) даек, так же как и интрузивных залежей, колеблется от сантиметров до 1000—1500 м при протяжении от десятков метров до сотен километров (Большая дайка в Родезии имеет длину около 500 км при ширине от 3 до 12 км).

В некоторых случаях дайки в плане имеют дугообразную форму или даже замыкаются в виде колец.

Батолиты. Наиболее крупные и сложные массивы магматических горных пород, характеризующиеся сводообразной поверхностью, крутыми боками, удлинением вдоль горных систем

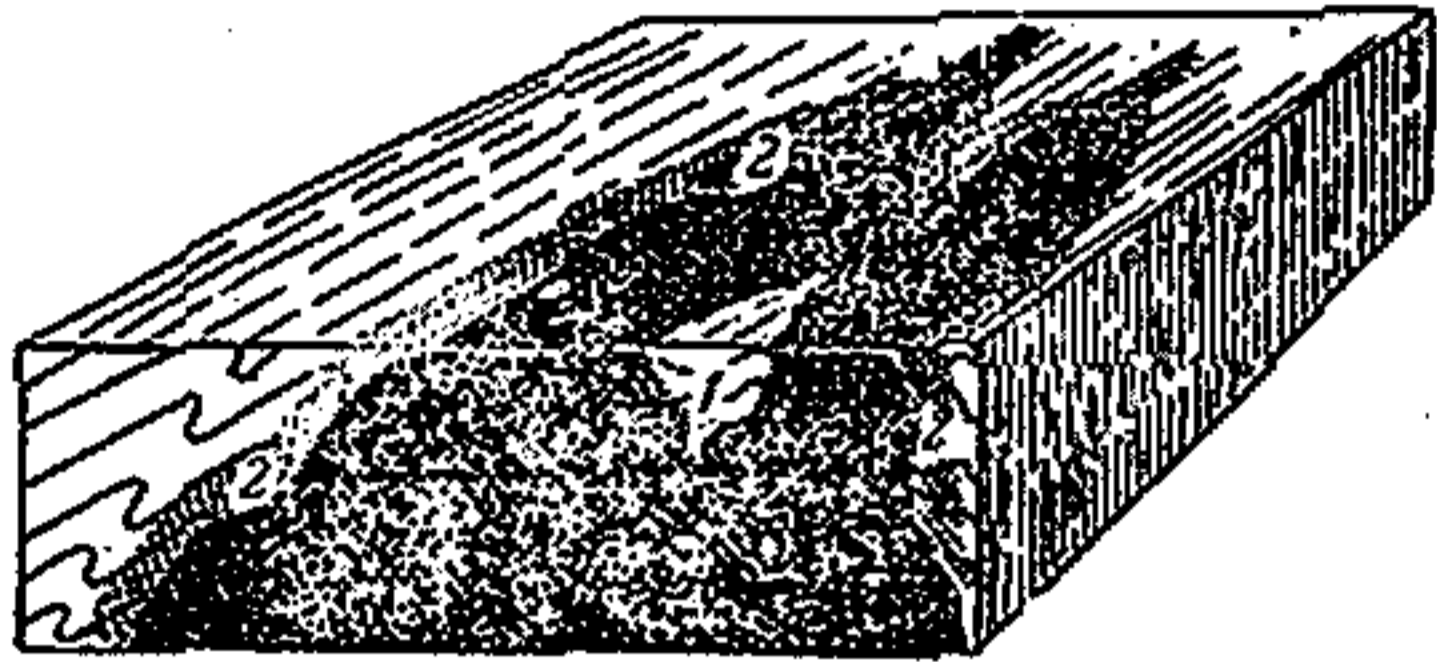


Рис. 51. Блок-диаграмма батолита
1—провес кровли; 2—зона контактового метаморфизма; черное—гранит

и огромными размерами (несколько сотен и даже тысяч квадратных километров), называют батолитами (рис. 51). Интрузивные тела того же характера, но меньших размеров (10—100 км²) часто называют **штоками**.

По отношению к окружающим породам батолиты подразделяются на согласные и несогласные.

Устанавливается следующая зависимость между кислотностью (содержанием SiO_2) и формами залегания глубинных пород: ультраосновные и основные породы слатают интрузивные залежи, факолиты, лакколиты, лополнты и дайки; средние и кислые — лакколиты, батолиты и дайки.

Эффузивные горные породы

Вулканические извержения происходят или по трещинам в земной коре — линейный тип, или из одного центра — центральный тип извержения. Огромное большинство (90—95%) всех трещинных излияний составляют базальты (лавы основного состава с содержанием SiO_2 в среднем 49%). Обычно они покрывают большие площади, но имеют незначительную мощность.

Так, например, покровы ольвинового базальта в бассейне р. Витима (Восточное Забайкалье) занимают площадь в несколько тысяч квадратных километров при мощности лишь 12—20 м. В результате же повторных излияний, накладывающихся одно на другое, местами образуются базальтовые покровы мощностью от 1000 (Гренландия) до 3000 м (Исландия). Ширина даек, питающих подобные излияния, крайне незначительна (в пределах 5—15 м) и редко достигает 120 м (каньон Вильямс в Аризоне).

В настоящее время значительно шире распространены центральные извержения, идущие, в отличие от трещинных излияний, из одного определенного центра.

Верхняя часть вулкана представляет собой конус, сложенный обломками, извергающимися из жерла вместе с пеплом при газовых взрывах. Конусы окружены лавовыми потоками, переливающимися или вытекающими по расселинам из недр вулкана. Строение потоков всецело зависит от состава изливающейся лавы (степени насыщения ее SiO_2), а также от количества газа, растворенного в магме. Излияния основных лав имеют сглаженные формы. Они обычно покрывают большие пространства. Излияния кислых лав, нагромождаясь, образуют часто хаотический рельеф на склоне и в кратере вулкана.

В заключение надо указать, что трещинные и центральные извержения бывают наземными и подводными.

СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

В описании горной породы значительное место занимает полная характеристика ее внешнего вида: сложения (текстуры) и строения (структуры).

Под **структурой** понимают строение минеральных агрегатов. В магматических породах к структуре относятся следующие признаки:

- 1) степень кристаллизации;
- 2) абсолютные и относительные размеры кристаллических зерен;
- 3) форма минеральных зерен: а) кристаллический облик, б) степень совершенства (идiomорфизма) кристаллов, в) последовательность их выделения.

Под **текстурой** понимают сложение, характеризующееся способом заполнения пространства, т. е. расположением минеральных зерен в породе, степенью сплошности породы и т. д.

По способу заполнения пространства можно выделить компактные и пористые породы. К первым относятся все массивные породы, независимо от того, имеют ли они кристаллическое или стекловатое строение, а ко вторым — породы, в которых глазом можно различить наличие каверн или мелких пор. Происхождение последних связано с быстрым застыванием вязкой лавы

и удаленном выделяющихся газов. Подобный характер застывания свойственен лавам, излившимся на дневную поверхность или на дно водного бассейна.

В зависимости от размеров и количества полостей в породах различают пузыристые, пенные и другие текстуры. Как разновидность пористой выделяется миндалекаменная текстура (рис. 52). В этом случае поры и пустоты благодаря вторичным процессам заполняются каким-либо минералом, чаще всего кальцитом или разновидностями кремнезема. Вследствие этого по-

рода принимает внешний вид, который вполне соответствует названию «миндалекаменной» (часто подобные породы называют «мандельштейнами»).

Эти весьма общие наблюдения над текстурой уже дают большой материал в руки исследователя. Так, если компактная порода может быть как интрузивного, так и эффузивного происхождения, то пористая и миндалекаменная в подавляющем большинстве случаев будут эффузивными.

По расположению минералов в породе различают следующие текстуры: 1) массивная с беспорядочным расположением минералов; 2) полосчатая с полосчатым расположением минералов; 3) такситовая с пятнистым, неравномерным распределением цветных минералов;

4) флюидальная, особенно свойственная многим эффузивным породам, с наличием следов течения и расположением минералов и других элементов породы как бы потоками.

Рассмотрим теперь главнейшие структуры магматических пород.

По степени кристаллизации различают полнокристаллическую и неполнокристаллическую структуры. В первом случае порода целиком состоит из кристаллов различных минералов (рис. 53). Породы с такой структурой образовались в абиссальных или гипабиссальных условиях. Во втором случае порода представляет собой стекловатую незакристаллизовавшуюся массу, на фоне которой хорошо выделяется большее или меньшее количество мелких кристаллов (так называемых микролитов) отдельных минералов. Подобный вид принимают породы эффузивного или гипабиссального происхождения.

Кроме этих двух видов, по тому же признаку (степень кристаллизации) выделяется стекловатая структура, к которой, оче-

видно, надо относить вулканические стекла. Следует отметить, что стекловатые породы отличаются типично раковистым изломом (например, обсидиан).

По абсолютной величине кристаллических зерен принято различать следующие структуры: 1) весьма крупнозернистую с размером отдельных зерен (чаще кварца, иногда полевого шпата или роговой обманки) более 10 мм; 2) крупнозернистую — более 3 мм; 3) среднезернистую — от 1 до 3 мм; 4) мелкозернистую — менее 1 мм; 5) плотную, или афанитовую, в которой отдельные зерна не видны даже в лупу (как правило, присуща излившимся породам).

Выявление структур этого вида имеет очень важное генетическое значение, так как абсолютная величина кристаллов находится в прямой зависимости от условий, в которых протекала кристаллизация.

Тип структуры определяется по средним размерам кристаллов, а не по отдельным случайным минералам. Если преобладают зерна размером 2 мм над отдельными зернами в 4—5 мм, структура должна рассматриваться как среднезернистая и, наоборот, в случае преобладания последних над первыми — как крупнозернистая.

По относительной величине кристаллов различают равномерную, неравномернозернистую и порфировую структуры. Если кристаллы минералов, составляющих породу, имеют приблизительно равные размеры, она называется равномерной, если размеры кристаллов разные — неравномернозернистой. Породы, в которых кристаллы отдельных минералов резко выделяются крупными размерами из окружающей массы, называют порфировыми (рис. 54). Установление этой структуры само по себе уже указывает на специфические условия кристаллизации магмы или на ее состав, вызвавшие усиленное развитие определенного минерала, часто за счет других.

Собственно порфировая структура свойственна эффузивным породам, в которых на афанитовом или очень мелкозернистом фоне выделяются крупные вкрапинки. В явном кристаллических породах подобного характера структура называется порфировидной.

Изучение структур и текстур необходимо для того, чтобы понять условия образования магматических пород, и для



Рис. 52. Базальтовая лава миндалекаменной текстуры



Рис. 53. Полнокристаллическая структура (гранит)

их точной классификации, а следовательно, и для их определения.

Интрузивные и эффузивные породы часто тесно связаны между собой переходами, причем в некоторых случаях геолог не в состоянии с точностью установить происхождение той или иной породы.

Неполнокристаллическое строение бывает свойственно не только эффузивным породам (для которых оно особенно характерно), но и некоторым интрузивным породам (гипабиссальным), застывшим в виде жил, даек и лакколитов. Могут изредка встречаться породы интрузивного облика внутри мощных покровов на поверхности.

Резюмируя, можно сказать, что полнокристаллическая яснозернистая структура присуща глубинным интрузивным породам, сравнительно редко встречается у гипабиссальных интрузивных пород и крайне редко может встретиться у эффузивных пород. Неполнокристаллическая и стекловатая структуры, напротив, особенно характерны для эффузивных пород. Порфиристая структура, характерная для эффузивных пород, часто наблюдается также у гипабиссальных пород.

При первоначальном макроскопическом определении магматических пород мы можем без большой ошибки отнести к глубинным, или интрузивным, породы с зернистой,

яснокристаллической структурой, а к излившимся, или эффузивным, — породы с афанитовой и порфиристой структурами, хотя это, как видно из сказанного, в некоторых случаях может быть и не совсем точно.

ПРОЧИЕ ВНЕШНИЕ ПРИЗНАКИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Кроме текстуры и структуры, для каждой породы необходимо установить цвет, причины появления того или иного цвета и хотя бы относительный удельный вес.

Цвет магматической породы зависит от ее минералогического состава: преобладающего минерала и рассеянных в породе минеральных примесей, часто вторичного происхождения. Можно указать, что ультраосновные и основные породы, богатые магне-

зально-железистыми минералами, независимо от способа их образования, имеют цвет от темпозеленого до черного, а кислые и средние породы, более богатые алюмосиликатами (полевыми шпатами), обычно окрашены в более светлые серые, зеленоватые и красноватые тона.

Приближенное установление удельного веса породы, посредством хотя бы сравнительного взвешивания ее на руке, имеет также существенное значение для ее определения.

Кислые кристаллические породы (гранит) имеют удельный вес от 2,5 до 2,7, средние (диорит) — от 2,7 до 2,8, основные (габбро) — от 2,9 до 3,1, ультраосновные (перидотит) — от 3,1 до 3,25. Если оценить разницу в удельном весе пород близких типов часто трудно, то разница в удельном весе кислых (от 2,5) и основных (до 3,1) устанавливается легко даже при небольшом навыке.

Вулканические стекла труднее различить вследствие отсутствия в них минералов-вкрапленников, но их также можно различить по удельному весу.

Для кислых стекол (обсидиана) удельный вес колеблется от 2,35 до 2,45, для средних — от 2,5 до 2,6 и для основных (базальтового стекла) — от 2,7 до 2,8.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

При описании магматической породы первостепенное значение имеет определение ее минералогического состава. При этом необходимо учитывать, что одни минералы образуются непосредственно при застывании магмы — их называют первичными (сингенетическими), а другие возникают уже в последующее время в готовой породе (в результате вторичных процессов) — их называют вторичными (эпигенетическими)¹.

К первичным минералам магматических пород, наиболее часто встречающимся, относятся: железисто-магнезиальные минералы, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, кварц, нефелин и др.

Вторичные минералы образуются в результате ряда весьма широко распространенных автометаморфических процессов, среди которых должны быть отмечены следующие:

1. Каолиннизация — обогащение породы каолинитом из алюмосиликатов, главным образом за счет калиевых полевых шпатов. В этом случае часто можно наблюдать в отдельных участках каолинизированной породы остатки разрушенных зерен калиевых полевых шпатов или на плотных поверхностях их реликтовую (остаточную) структуру.

¹ Входящие в состав изверженных пород минералы часто делят на две группы: темные — магнезиально-железистые силикаты вместе с биотитом и светлые — кварц, полевые шпаты и фельдшпаты.

2. Серицитизация — обогащение породы серицитом за счет плагиоклазов.

3. Эпидотизация — обогащение породы эпидотом за счет основных плагиоклазов.

4. Хлоритизация — замещение некоторых минералов, а также вулканического стекла в эффузивных породах хлоритом.

5. Серпентинизация — превращение оливина в серпентин, свойственное основным и ультраосновным породам. Глубоко зашедший процесс серпентинизации ведет к превращению пород, подобных перидотиту, в змеевик (серпентиниты).

Изучение следов проявления в породах перечисленных процессов имеет большое значение, так как дает материал для установления условий, в которых находилась порода после своего образования.

Большое значение имеет также присутствие в магматических породах инородных тел, которые в породах глубинного происхождения носят название ксенолитов.

Образование ксенолитов часто происходит в результате явления «обрушения кровли» магматического очага, при котором в кристаллизующуюся магму попадает большое количество обломков пород как осадочного, так и магматического происхождения.

Размеры ксенолитов самые разнообразные: от едва различимых глазом до многих сотен и тысяч кубических метров. Их состав сильно изменен благодаря температурному и химическому воздействию окружающей их магмы, а контуры имеют неправильные, оплавленные очертания. Обычно бывает достаточно легко выявить ксенолиты благодаря тому, что они резко выделяются иной окраской, а главное структурой и минералогическим составом.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Прежде чем перейти к изложению некоторых основных приемов определения магматических пород, необходимо указать, что визуальным способом можно дать только самое общее определение породы, точное же определение возможно только в результате углубленного микроскопического и очень часто химического ее изучения.

Для визуального определения магматических пород рекомендуется пользоваться несколько измененной таблицей акад. А. П. Павлова (табл. 3).

Построение таблицы исходит из химической и минералогической характеристики пород с учетом их структуры и возраста. Правая часть таблицы, включающая наиболее распространенные магматические породы, разбита на пять вертикальных столбцов и на пять горизонтальных рядов.

Все магматические породы разделяются по процентному содержанию SiO_2 , т. е. по степени кислотности, на ультраосновные, основные, средние и кислые. Соответственно первым четырем группам таблица разбита на пять горизонтальных рядов (средние породы разделены на кварцевые и бескварцевые), причем в графах 1 и 2 указаны степень кислотности и преимущественная окраска входящих в эти группы пород. Разумеется, точное определение кислотности каждой породы возможно только с помощью химического анализа, но для визуального описания вполне достаточно установить присутствие или отсутствие минералов — индикаторов кислотности. Таковыми являются кварц и оливин, которые совместно не встречаются.

Значительное количество кварца указывает на кислый, отсутствие (или крайне незначительное количество) кварца — на средний состав породы. Незначительное количество оливина при отсутствии кварца определяет основной, а значительное количество оливина — ультраосновной состав породы. Минералы-индикаторы указаны в графе 3. Следует добавить, что на степень кислотности могут указывать также цвет, связанный с количеством цветных минералов, и удельный вес.

В графе 4 таблицы указаны цветные силикаты в порядке, соответствующем их значению в составе породы (начиная с преобладающих). Так, например, в кислых породах наибольшее распространение имеет биотит, реже может встречаться роговая обманка и как исключение — пироксены (авгит и др.). Процентное содержание в породе темноцветных минералов (цветное число) дано в графе 5.

Все магматические породы приблизительно можно разбить на пять больших групп по участию в их составе тех или иных полевых шпатов и их заместителей. Обычно при кристаллизации магмы, в зависимости от ее химического состава, преимущественное развитие получает тот или иной полевой шпат, в дальнейшем определяющий характер породы. Полевые шпаты иногда замещаются фельдшпатидами, а в некоторых случаях и те и другие отсутствуют. В этом отношении в таблице выделены четыре группы пород: ортоклазо-плагиоклазовые, плагиоклазовые, фельдшпатидовые и лишённые полевых шпатов или их заместителей.

Кроме того, все магматические породы по структурным признакам легко разделяются на генетические группы: глубинные, гипабиссальные и излившиеся. Глубинные породы характеризуются полнокристаллической структурой, гипабиссальные (полуглубинные) породы первой группы могут иметь полнокристаллическую структуру и порфириковую. Породы излившиеся характеризуются скрытокристаллической, стекловатой и порфириковой структурами.

Каждая порода получает в приведенной таблице свою структурную и минералогическую характеристику. Возьмем для при-

Таблица для определения

Степень кислотности	Преобладающие цвета	Минерал-индикаторы степени кислотности	Цветные силикаты	Количество цветных (цветное число)	Условия образования пород
1	2	3	4	5	6
Кислые (75—65% SiO ₂)	Светлые	Кварц	Биотит Роговая обманка Пироксены	5—15%	Излившиеся: а) кайнотипные б) палеотипные Полуглубинные Глубинные
Средние (52—65% SiO ₂)	Серые	Кварц (5—10%)	Роговая обманка Биотит Пироксены	15—25%	Излившиеся: а) кайнотипные б) палеотипные Полуглубинные Глубинные
		Отсутствуют	Роговая обманка Пироксены Биотит	15—25%	Излившиеся: а) кайнотипные б) палеотипные Полуглубинные Глубинные
Основные (52—40% SiO ₂)	Черные	Оливин (присутствует в незначительном количестве)	Пироксены Роговая обманка Биотит	50%	Излившиеся: а) кайнотипные б) палеотипные Полуглубинные Глубинные
Ультраосновные (<40% SiO ₂)	Черные или темные	Оливин (присутствует в значительном количестве)	Пироксены	100%	Излившиеся Глубинные

Таблица 3

магматических пород				
Ортоклазо-плагноклазовые		Плагноклазовые	Фельдшпатовые	Бесфелдшпатовые
Преобладает ортоклаз	Преобладает плагноклаз			
7	8	9	10	11
Липарит Кварцевый порфир Гранит-порфир Гранит				
Трахипарит Порфир Моноцит-порфир Кварцевый сиецит (моноцит)		Кварцевый андезит (дацит) Кварцевый порфирит (дацитовый порфирит) Кварцевый диорит-порфирит Кварцевый диорит		
Трахит Ортофир и порфир Сиецит-порфир Сиецит		Андезит Андезитовый порфирит Диорит-порфирит Диорит	Фонолит Фонолитовый порфир Нефелиновый сиецит-порфир Нефелиновый сиецит	
		Базальт Диабаз Габбро-порфирит Габбро		
				Пикрит, пикритовый порфирит Перидотит, дуинит и пироксенит

мера сиенит. Из его положения в самом низу клетки явствует, что это порода глубинная (интрузивная) и, следовательно, полнокристаллическая. По минералогическому составу она находится в ряду средних пород и, кроме того, в столбце ортоклазовых пород (с небольшим количеством плагиоклазов). Из темных силикатов в состав сиенита входят роговая обманка, биотит и пироксены (см. графу 4).

При пользовании таблицей нужно помнить, что в ней помещены лишь наиболее важные, типичные породы. Существует еще множество пород, которые по своему минералогическому составу являются переходными между помещенными в таблице породами.

Как видно из диаграммы, наглядно изображающей минералогический состав глубинных пород (рис. 55), все магматические породы связаны между собой переходами. На диаграмме ясно видны количественные соотношения минералов для различных пород; например, для гранита: 40—60% калиевого полевого шпата (ортоклаза), 20—30% кварца,

10—15% плагиоклаза и ~ 10% темных силикатов.

На диаграмме влево мы наблюдаем быстрое уменьшение содержания калиевого полевого шпата, возмещаемое возрастанием содержания плагиоклазов, и переходим, таким образом, в группу ортоклазо-плагиоклазовых пород, представленных гранодиоритами. При макроскопическом определении отличить граниты от гранодиоритов в ряде случаев почти невозможно. Влево возрастает также содержание темных силикатов, вследствие чего окраска пород в этом направлении становится более темной.

Влево от гранитов мы наблюдаем постепенное исчезновение ортоклаза и затем кварца: через кварцевые диориты мы переходим к диоритам, состоящим из средних плагиоклазов и темных силикатов. Содержание последних достигает здесь 25%, вследствие чего крупнозернистые разновидности диоритов принимают темносерую или пеструю окраску, плагиоклазы же в них светлые, иногда зеленоватые.

Влево от диоритов мы находим габбровые породы, состоящие из основных плагиоклазов (30—50%) и темных силикатов, главным образом пироксенов (50—70%), и поэтому имеющие очень темный зеленовато- или буровато-серый и черный цвет.

Крайнее слева положение на диаграмме занимают лишненные плагиоклазов пироксениты, состоящие из пироксенов, перидотиты — из оливина с примесью пироксенов и дуниты — из оливина. Пироксениты характеризуются зелено-черным или буровато-черным, а перидотиты и дуниты — желтовато-зеленым или оливково-зеленым цветом.

Породы, названия которых помещены в таблице, резко различаются по степени распространения в природе. Из глубинных пород особенно широким распространением пользуются граниты и затем гранодиориты, среди излившихся — базальты.

Порядок определения породы при пользовании таблицей следующий:

1. Устанавливается по цвету, минералам — индикаторам кислотности (кварцу и оливины) и удельному весу степень кислотности породы и ее место в одном из пяти возможных горизонтальных рядов.

2. Определяются минералы из групп полевых шпатов и фельдшпатидов или устанавливается их отсутствие в породе. В зависимости от минералогического состава и степени кислотности порода может оказаться лишь в одном каком-либо квадрате. При скрытокристаллической структуре, когда отдельные кристаллы так малы, что их нельзя обнаружить даже при помощи лупы, определение минералов возможно лишь путем рассмотрения породы в шлифе под микроскопом. Но и при макроскопическом методе можно дать приблизительное определение породы, руководствуясь ее цветом. Кислые породы обладают обычно очень светлой окраской. В ряду средних пород, где вписано наибольшее количество пород, степень темной окраски заметно увеличивается слева направо (трахит, например, заметно светлее андезита). Базальт и ультраосновные породы отличаются, как правило, черным цветом, причем первый встречается несравненно чаще.

3. По минералогическому составу и степени кислотности породы устанавливается название породы, а из анализа структурных признаков — ее происхождение (интрузивное или эффузивное).

Если порода оказывается эффузивной, устанавливается ее палео- или кайнотипность: либо непосредственно в поле при изучении условий залегания и определении возраста породы, либо путем подробного анализа признаков изменения породы после ее образования, т. е. признаков каолинизации, серицитизации, хлоритизации и эпидотизации. Если порода носит внешне свежий облик, можно признать ее кайнотипной, если же полевые шпаты оказываются частично замещенными серицитом или эпидотом, а по вулканическому стеклу развивается хлорит, придающий породе зеленый оттенок, это указывает на ее палеотипный облик. В обоих случаях мы находим в соответствующих частях клеток

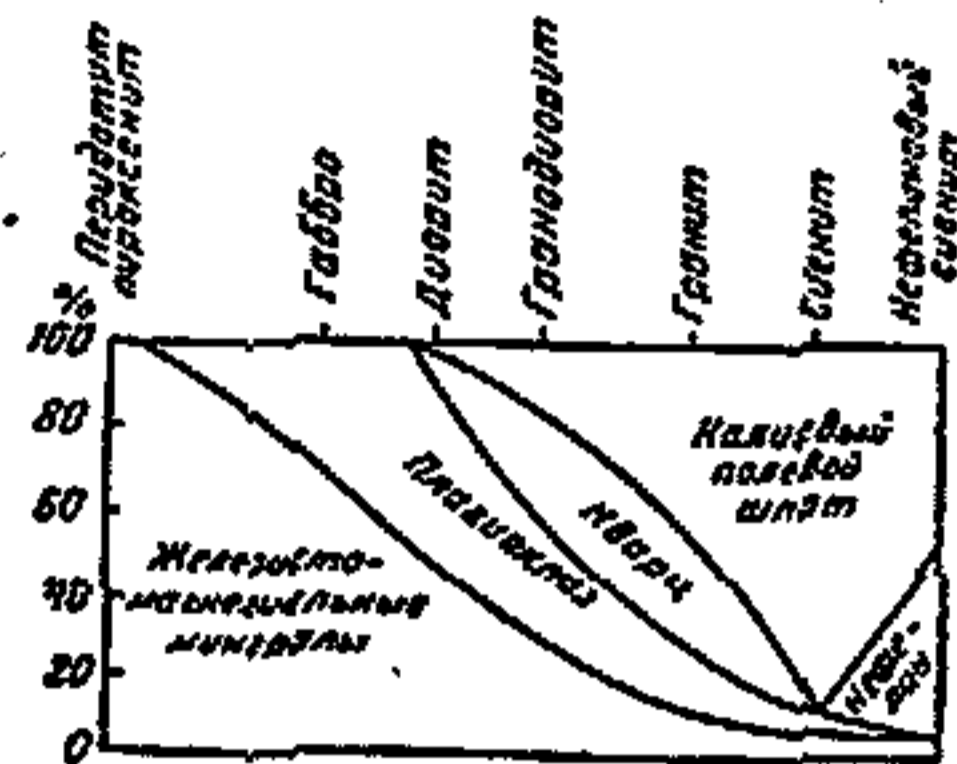


Рис. 55. Схема взаимоотношений порообразующих минералов в глубинных изверженных породах (по В. И. Лучицкому)

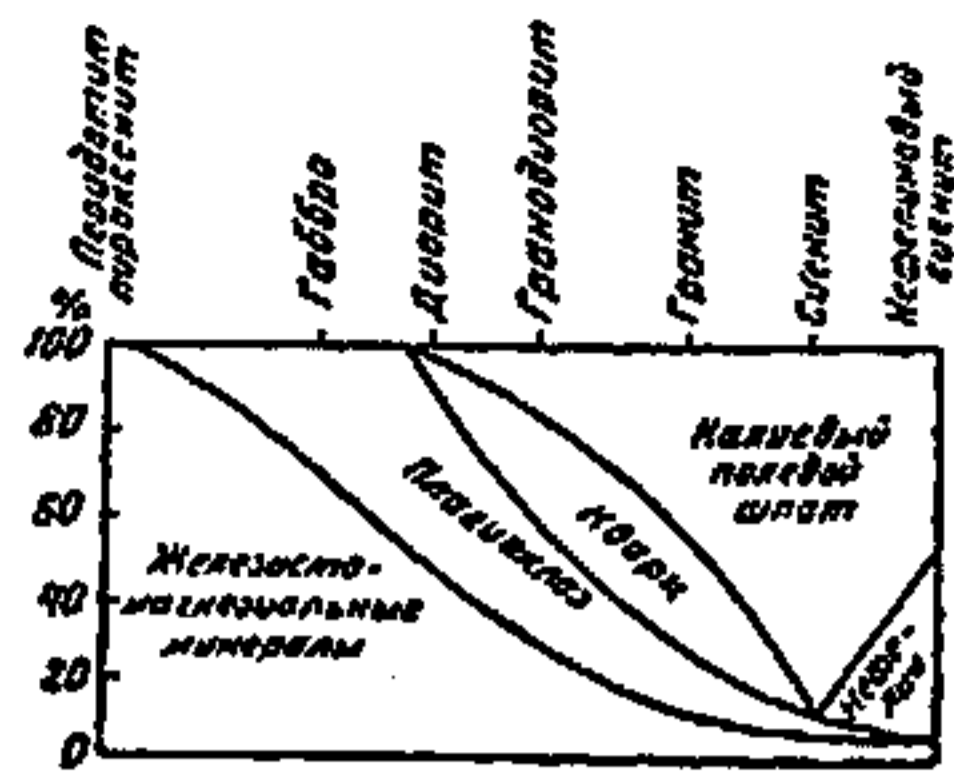


Схема взаимоотношений породобразующих минералов в глубинных изверженных породах (по В. И. Лучицкому)

название породы. На этом и заканчивается предварительное ее определение.

Как же составляется описание породы? Допустим, что перед нами штуф породы. Описание штуфа надо вести, как бы все время приближая его к себе: издали мы видим цвет породы, ближе — текстуру и структуру, а потом уже, при более близком рассмотрении, минералогический состав. Этому порядку следует и описание; например: 1) цвет породы светлорозовый; 2) текстура массивная; 3) структура порфировидная; 4) минералогический состав: кварц, ортоклаз, плагиоклаз, биотит и мусковит. Произведя определения с помощью таблицы, мы легко устанавливаем, что порода наша называется гранитом. Для характеристики магматической породы важно, кроме названия, указать особенности ее минералогического состава и текстуры. Поэтому наше описание должно выглядеть примерно следующим образом: светлорозовый, массивный, порфировидный, биотитовый гранит.

В нашу таблицу не помещен ряд пород, умение определять которые также обязательно. Сюда относятся жильные кислые породы — пегматит и аплит, более подробное описание которых дается в конце этой главы.

В таблицу не вошло большое количество типичных эффузивных пород, имеющих стекловатую структуру, породы с характерной пенистой, пузыристой или пористой текстурой, а также вулканогенно-обломочные, или пирокластические. Среди стекловатых пород назовем вулканические стекла — обсидиан, смоляной камень (пехштейн), пензу, среди пирокластических — пепловые, зернистые и лапиллиевые туфы, вулканические брекчии с туфовым и лавовым цементом.

ПРИЗНАКИ НАИБОЛЕЕ РАСПРОСТРАНЕННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД. НЕ ВОШЕДШИХ В ТАБЛ. 3

Жильные породы

Пегматит (рис. 56). Окраска породы светлая. Структура весьма крупнозернистая. Порода состоит из кварца, ортоклаза, слюды (чаще биотит, реже мусковит). Часто отдельные кристаллы ортоклаза и кварца прорастают друг друга. Это происходит в результате одновременной кристаллизации минералов (явление эвтектики), отличающей пегматиты от остальных глубинных пород, где выпадение минералов идет последовательно от основных к кислым (кварц выпадает последним). С пегматитами часто связаны минералы, содержащие фтор, бор, хлор, редкие земли и другие элементы.

Некоторые средне- и крупнозернистые пегматиты, состоящие из кварца и ортоклаза, правильно прорастают друг друга в виде параллельных столбиков. Эти разновидности образуют на «стор-

цовых» поверхностях раскола породы рисунок, напоминающий клинопись и древнееврейское письмо, почему их называют письменным гранитом.

Аплит. Порода состоит из кварца, ортоклаза и плагиоклаза. Цветные минералы отсутствуют. Цвет белый, желтоватый или розоватый. Структура мелко- и равномернозернистая. Порода обычно очень плотная и нередко сахаровидная.

Излившиеся стекловатые породы

Обсидиан—безводное вулканическое стекло. Стекловатая, редко с порфирированными включениями, однородная порода, обладающая раковистым изломом, стеклянным блеском и преимущественно темной (нередко черной) окраской. Аналогичен по составу излившимся породам различного состава. Чаще встречаются кислые обсидианы, аналоги липаритов, но имеются также аналоги андезитов, базальтов, трахитов и других излившихся пород.

Смоляной камень (пештейн)—водное вулканическое стекло. В отличие от обсидиана, содержит до 10% H₂O. По внешнему виду отличается от обсидиана главным образом жирным «смоляным» блеском. По составу может соответствовать как кислым, так и основным лавам.

Пемза. Легкая, чрезвычайно пористая порода белого или серого цвета. Состоит из вулканического стекла. По внешнему виду представляет пенную или длиноволокнистую, волосоподобную массу, пронизанную тончайшими параллельными каналами. Образуется при застывании бурно вскипающей, богатой газами и парами лавы. Порода благодаря большой пористости очень легкая: объемный вес часто меньше единицы, так что она может плавать на воде.

Пирокластические, или вулканогенно-обломочные, породы

Вулканический пепел. Состоит из очень мелких кусочков вулканического стекла, различных кристаллов и обломков застывшей лавы. Представляет собой рыхлые накопления распыленной лавы, выбрасываемой с парами и газами из кратера вулкана и разлетающейся, как пыль. Окраска часто беловатая и пепельно-серая. Если отдельные частицы породы достигают размеров песчинок (0,05—5 мм), ее называют вулканическим песком.

Лапилли. Обломки застывшей в воздухе лавы размером от 0,5 до 2—3 см.

Вулканические бомбы. Куски застывшей лавы самого разнообразного состава размером более 3 см, угловатые или эллипсоидальные, округлые, часто вытянутые и закрученные наподобие веретена. Различают два главных типа бомб: 1) лимоннообразные и веретенные и 2) угловатые с растрескавшейся поверхностью, напоминающей корку перепеченного хлеба («корки хлеба»). Бомбы образуются во время извержения при выбрасывании и застывании в воздухе лавы.

Вулканические туфы. Различной окраски (от белой до черной) плотные породы, представляющие собой сцементированные накопления вулканического пепла (пепловые туфы), вулканического песка (зернистые туфы) и лапилли (лапиллиевые туфы). Ясно видна слоистость.

Вулканические брекчи—вулканические туфы, обогащенные крупными обломками извержения и бомбами, по внешнему виду часто похожие на осадочные породы (конгломераты или брекчи), но отличающиеся от них вулканогенным цементом. Цемент может быть туфовый или лавовый.

В заключение приводится таблица минералогического состава интрузивных пород, которой рекомендуется пользоваться при практическом изучении магматических пород (табл. 4).

Таблица 4

Минералогический состав некоторых важнейших интрузивных пород (по В. И. Лучицкому)

Породы	Минералы									
	Оливин	Пироксен	Роговая обманка	Биотит	Плагио-клазы Ca—Na	Плагио-клазы Na—Ca	Альбит	Кальевые полевые шпаты	Кварц	Нефелин
Перидотит	+	+	±	—	—	—	—	—	—	—
Дунит	++	+	—	—	—	—	—	—	—	—
Пироксенит	++	+	—	—	—	—	—	—	—	—
Габбро	±	+	±	—	+	—	—	—	—	—
Диорит	—	±	+	—	±	±	—	—	—	—
Гранодиорит	—	±	±	±	—	±	±	±	±	—
Гранит	—	±	±	±	—	±	±	±	±	—
Сиецит	—	±	±	±	—	±	±	±	±	±
Нефелиновый сиецит	—	±	±	±	—	±	±	±	±	±
Пегматит	—	—	—	±	±	±	±	±	±	—

Плюс обозначает, что минерал присутствует, минус—минерал отсутствует; двойной знак показывает, что минерал обычно присутствует, но может и отсутствовать (±) или, наоборот, обычно отсутствует, но может и присутствовать (∓).



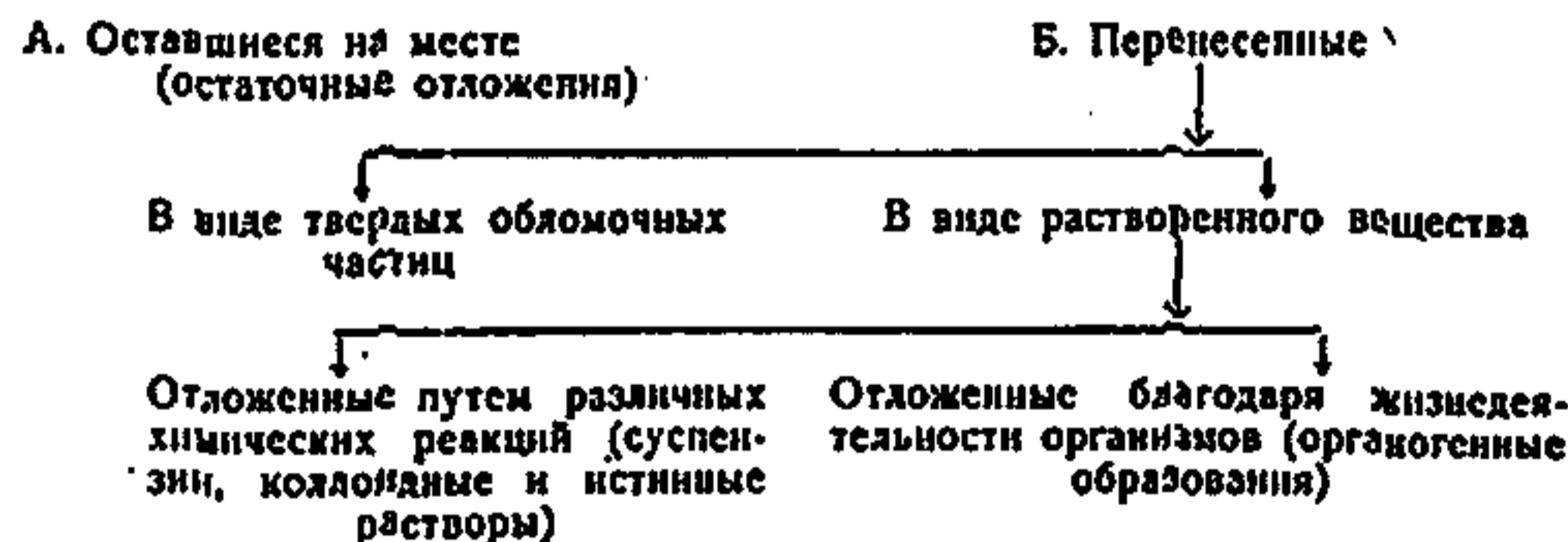
Рис. 56. Пегматит

В результате разнообразных геологических процессов, происходящих на поверхности Земли и в самых верхних слоях литосферы, образуются осадочные породы. Наиболее общее определение, включающее все разновидности пород данной группы, дано М. С. Швецовым: «Осадочные породы — это породы, являющиеся продуктом разрушения любых других пород, жизнедеятельности организмов и выпадения из воздушной или водной среды материалов любого происхождения — во всех случаях при поверхностном давлении и температуре».

Разложение пород в поверхностных частях земной коры происходит в результате физического выветривания (колебания температуры, расклинивание трещин замерзающей водой, действие растительного покрова), тесно связанного с химическим выветриванием (действие водных растворов различных солей и кислот, организмов и атмосферы). Продукты разложения, перенесенные водой, ветром и частично льдом, отлагаются как в стоячей, так и в проточной воде разных водоемов и на поверхности суши.

Осадочные породы, в зависимости от условий образования и от факторов, способствовавших осадконакоплению, можно подразделить на генетические группы по следующей схеме:

Осадочные породы (продукты физического и химического выветривания ранее существовавших пород)



Выделенные группы являются крайними типами, связанными между собой различными переходными звеньями.

Приведенная схема наглядно показывает, что наиболее существенное значение для генетической классификации осадочных пород, как и изверженных, имеет способ их отложения.

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРИЗНАКИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Структура и текстура

При изучении осадочных пород, так же как и изверженных, различают их структуру, под которой понимаем в данном случае форму и размеры частиц, слагающих породу, и текстуру, т. е. расположение этих частиц.

Структура

Для пород обломочного происхождения по величине обломков выделяют следующие основные группы, имеющие дальнейшее подразделение: а) грубообломочные (песчито-вые) с частицами более 2 мм в диаметре; б) песчаные (псаммитовые) с частицами от 2 до 0,1 мм; в) пылеватые (алевритовые) с частицами от 0,1 до 0,01 мм; г) глинистые (пелитовые) с частицами менее 0,01 мм.

По форме обломков различают породы: а) нормально-осадочные, в которых обломки могут быть угловатыми (неокатанными), округло-угловатыми (полуокатанными) и округло-полноравными (окатанными), и б) туфогенные, в которых все обломки являются резко угловатыми.

Для пород химического и органогенного происхождения структуры различают по тем же признакам, а также по составу организмов, слагающих породу.

По величине зерна выделяют породы: крупнозернистые — более 0,5 мм; б) среднезернистые — от 0,5 до 0,25 мм; в) мелкозернистые — от 0,25 до 0,1 мм; г) алевритовые — менее 0,1 мм.

Кроме того, выделяют структуры: а) равно- и разнозернистую в зависимости от соотношения зерен по размеру; б) оолитовую, в которой зерна имеют форму мелких шаровых стяжений различного размера; в) листоватую, при которой породы имеют листовато-слоистое сложение; г) игольчатую и волокнистую, зависящие от формы и величины слагающих их минералов; д) брекчиевидную, при которой порода состоит из крепко спаянных между собой остроугольных обломков.

Текстура

По характеру расположения частиц в осадочных породах выделяются следующие текстуры:

а) Беспорядочная, при которой составляющий породу материал расположен без всякого порядка и как бы перемешан. Эта текстура характерна для морены, грубого конгломерата и т. п.

б) Листоватая, при которой порода разделяется на тончайшие пропластки в связи с частой сменой зерен различного размера по слоистости.

в) Черепитчатая — разновидность листоватой. Характер зерен изменяется в этом случае по тонко выклинивающимся плоскостям, благодаря чему порода легко разделяется на тонкие черепицы.

г) Плойчатая, при которой плоскости слоистости волнообразно изгибаются и выклиниваются.

Нередко особенности строения осадочных пород хорошо выявляются не в отдельных маленьких кусках, а в целых пластах

или толщах этих пород. Такие текстуры называют макротекстурами. К ним прежде всего нужно отнести слоистость — один из важнейших признаков большинства осадочных пород.

Слоистость. Осадочные породы представляют собой слоистую массу, которая образуется в морских и пресных водое-

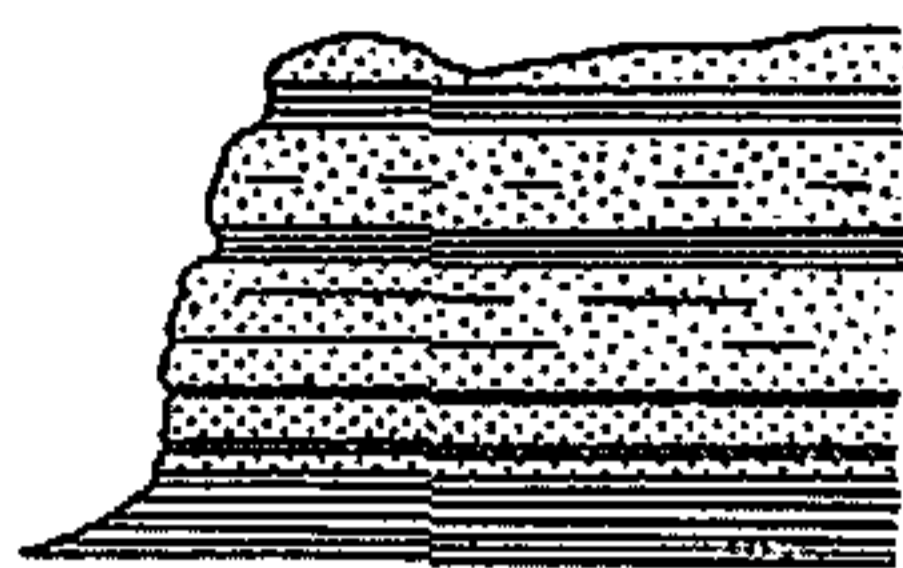


Рис. 57. Прямая или горизонтальная слоистость

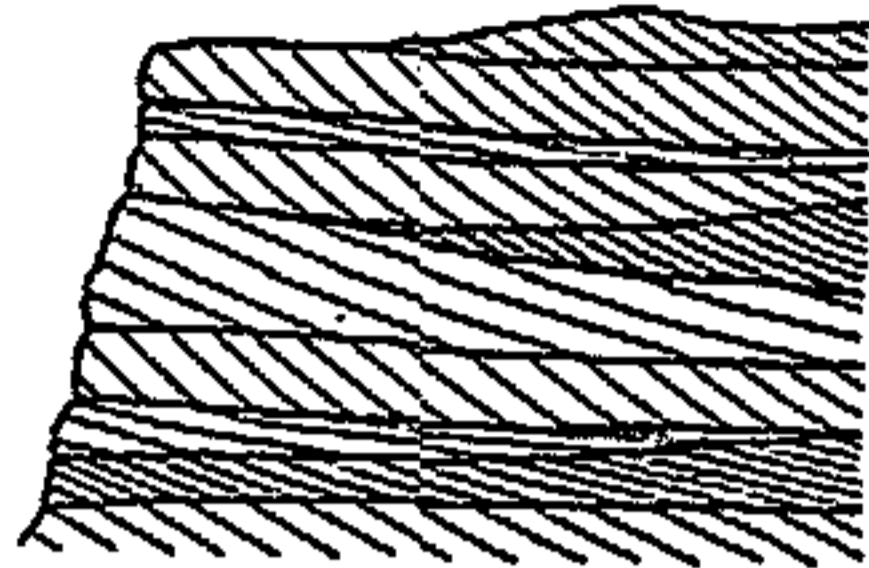


Рис. 58. Косая слоистость

мах или на поверхности суши. Накопляющийся при этом материал изменяется как по минеральному составу, что влечет за собой изменение окраски породы, так и по величине зерен.

Если накопление осадков происходит в спокойной обстановке, образуется прямая, или горизонтальная, сло-

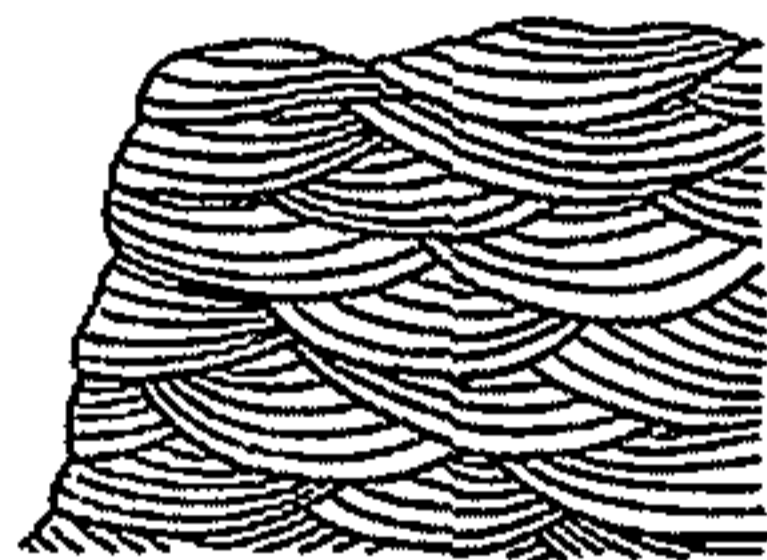


Рис. 59. Перекрестная слоистость

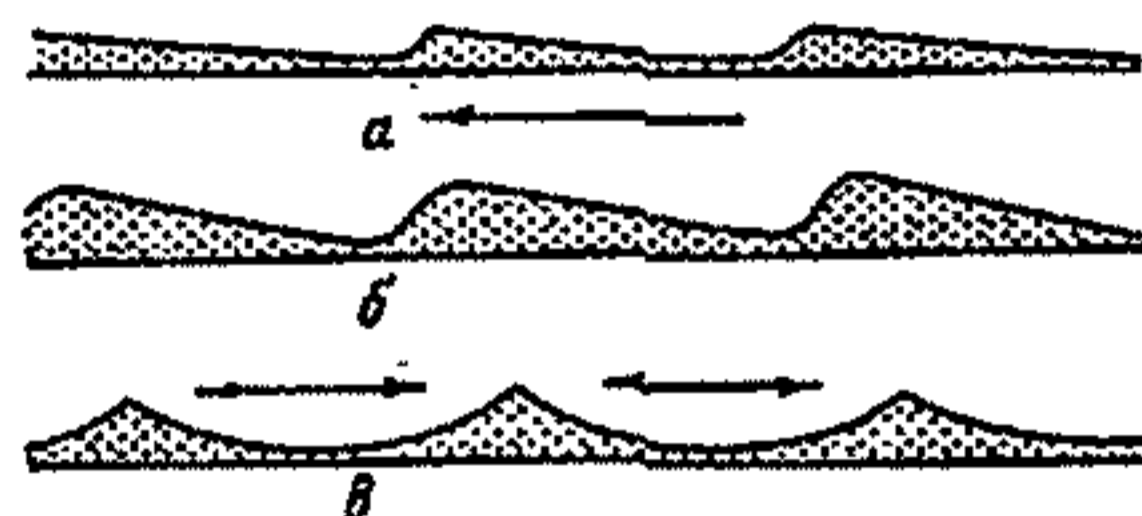


Рис. 60. Схематическое изображение различных типов ряби (по М. С. Швецову) а—золовая рябь; б—рябь течений; в—рябь волнений

стость (рис. 57), указывающая на то, что изменение состава отложенного материала распространилось на значительную площадь. Если же отложение осадков происходит в обстановке воздушных или водных течений, то образуется косая (рис. 58) или перекрестная (рис. 59) слоистость.

Ископаемая рябь. В связи с деятельностью ветра осадки, накапливающиеся в мелководных бассейнах, кроме косой слоистости, несут на себе характерные следы ряби. Различают: ветровую рябь, характеризующуюся уплощенностью и несимметричностью своих гребешков (рис. 60,а); рябь течений, похожую на ветровую, но большей амплитуды — от 1:4 до 1:10 (рис. 60,б); волновую рябь, отличающуюся симметрич-

ностью и острыми вершинками гребешков (рис. 60,в). Правильное описание характера ряби значительно облегчает выяснение условий образования породы. Поэтому описание желательно сопровождать зарисовкой или фотографией.

Трещины высыхания. Иногда на поверхности глинистых слоев наблюдаются возникшие при высыхании влажных илов трещины, обычно заполненные какой-нибудь породой.

Отпечатки. Поверхность отложений песка или ила, перекрываемая последующими осадками, часто 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, по которой часто можно определить растворенный минерал.

Цемент. В осадочных породах цементом называется масса тонкозернистого материала, скрепляющая отдельные более крупные зерна. Существует сложная классификация цементов по их типу и происхождению, которой здесь касаться не место. Следует указать лишь на две основные группы: цемент, образовавшийся одновременно с отложением осадка, и цемент, возникший после образования породы в результате осаждения солей из циркулирующих через нее растворов. Относительное количество зерен и цемента, а также расположение зерен в цементе являются важными текстурными признаками.

По составу цемент бывает самый различный: глинистый, песчаный, известковый, железистый, кремниевый и т. п. Многие породы получают название согласно составу их цемента (например, железистый песчаник). От характера цемента зависит плотность (твердость) осадочных пород.

Пористость. Пористость в осадочных породах имеет настолько крупное прикладное значение (в нефтяной геологии, гидрогеологии и инженерной геологии), что, несомненно, должна быть выделена в отдельную группу внешних признаков. Пористость зависит от комплекса самых разнообразных факторов, среди которых существенное значение имеют: величина составляющих породу зерен, количество и плотность цемента (для песков и песчаников) и выщелачивание отдельных участков и составных частиц породы циркулирующими растворами (для известняков, доломитов и т. д.).

По степени пористости можно выделить породы: а) плотные, в которых пористость не заметна на глаз; б) мелкопористые, в которых можно различить мелкие частые поры; в) крупнопористые, где величина пор колеблется от 0,5 до 2,5 мм; г) кавернозные (нередки среди известняков).

где поры представляют собой сложные 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 самые разнообразные окраски и оттенки, от снежно-белой до черной. При этом иногда окраска является признаком, характерным для определения этих пород. Она зависит от окраски: 1) минералов, слагающих породу, 2) рассеянной в породе примеси и 3) тончайшей корочки, часто обволакивающей зерна составляющих породу минералов.

Белый и светлосерый цвета обычно обусловлены цветом главных минералов осадочных пород (кварца, каолина, кальцита, доломита и др.) и свидетельствуют до некоторой степени о чистоте породы.

Темносерый и черный цвета чаще всего появляются в результате примеси красящего углистого вещества и реже солей марганца и сернистого железа. Иногда встречаются породы, черный цвет которых обусловлен цветом основной составной части, как, например, уголь, магнетитовый песок.

Красный и розовый цвета обычно связаны с примесью в породе оксидов железа. Часто эти цвета находятся в связи с выветриванием в условиях жаркого климата.

Зеленый цвет зависит от примеси закисного железа и присутствия соответственно окрашенных минералов, чаще всего глаукогнита, но иногда хлорита, малахита, волконсконита и др.

Желтый и бурый цвета связаны с присутствием в породе лимонита.

Определять цвет породы нужно при дневном свете, так как искусственный свет и влажность изменяют оттенки. Часто порода, в сухом виде обладающая пепельно-розовым цветом, во влажном состоянии неожиданно оказывается яркокрасной, 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 обозначениям вроде следующих: зеленовато-серый, лимонно-желтый, коричневатобурый, кирпично-красный и т. д. 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, синеовато-зеленовато-серый), которые не дают ясного представления, а нередко и запутывают, так как восприятие таких сложных оттенков чрезвычайно субъективно.

При описании породы приходится встречаться не только со сложными оттенками, но и с прихотливым распределением окраски в породе: на фоне основного цвета выступают тонкие прослойки 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. Описание окраски должно быть немногословным, но достаточно подробным, так как в дальнейшем эти детали могут иметь очень важное значение.

Удельный вес

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

ОПИСАНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Обломочные (кластические) породы

Классификация обломочных пород основана на величине и форме обломков и степени их цементированности. Определяя внешний вид пород, эти признаки одновременно отображают и их происхождение.

Грубообломочные породы (псефиты)

Обломочные породы псефитовой структуры разделяются на рыхлые и цементированные. По форме и величине обломков рыхлые псефиты подразделяются на окатанные и неокатанные (табл. 5).

Таблица 5

Окатанные	Неокатанные	Диаметр обломков в мм
Гравий	Дресва	2—10
Галька	Щебень	10—200
Балуны	Глыбы	>200

К окатанным относятся такие породы, у которых обломки имеют хорошо округленные, часто даже совсем сглаженные ребра. У неокатанных пород обломки часто являются остроугольными и не несут следов окатывания и сглаживания. Это деление важно потому, что окатанность материала указывает на достаточно длительное время и длинный путь переноса обломков от

места разрушения до места накопления, неокатанность же, наоборот, указывает на быстроту и незначительное расстояние переноса.

Все окатанные псефиты, скрепленные цементом, независимо от состава галек и цемента, называются конгломератами (рис. 61), а цементированные породы, состоящие из неокатанных обломков, — брекчиями (рис. 62).



Рис. 61. Конгломерат



Рис. 62. Брекция

Следует указать, что если конгломераты являются породами осадочной, то среди брекчий выделяют несколько типов различного происхождения. К осадочным породам относятся брекчии, в которых угловатые обломки разного состава цементированы, так же как и конгломераты, однородным цементом. Брекчии, в которых обломки разной величины обычно имеют однородный состав с цементом, являются результатом оползневых процессов. Кроме того, следует назвать тектонические брекчии, в которых обломки различных пород скреплены цементом, неоднородным по составу в разных частях породы. Эти обломки несут следы давления и разбиты трещинами. Как на обломках, так и в цементе часто встречаются плоскости (зеркала) скольжения — гладкие поверхности, покрытые продольными бороздами, сильно углубленными.

Тектонические брекчии возникают в результате раздробления пород и движения одних свит по другим при тектонических процессах. Эти брекчии, разумеется, нельзя причислять к осадочным

породам, а следует рассматривать как тектонические образования.

При описании псефитов следует указывать состав, окраску, величину и характер окатанности обломков, состав и окраску цемента к соотношению в породе обломков и цемента.

Пример описания конгломерата: гравийный конгломерат, мелкая галька серого песчаника и реже серого кремня, по форме округло-уплощенная. Цемент из бурого железистого среднезернистого песчаника заполняет участки между тесно сгруппированным гравием и мелкой галькой.

Пески и песчаники (псаммиты)

Соответственно структурным признакам в группу псаммитов входят породы, величина составляющих частиц которых колеблется от 0,1 до 2 мм.

В зависимости от степени уплотнения и цементированности они разделяются на две большие группы: а) рыхлые — пески; б) цементированные — песчаники.

По величине зерна пески и песчаники подразделяются на подгруппы: а) грубозернистые (переход к гравию) — от 2 до 1 мм; б) крупнозернистые — от 1 до 0,5 мм; в) среднезернистые — от 0,5 до 0,25 мм; г) 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 из обломков главным образом одного минерала (например, кварца, глаукогита — кварцевый, глаукогитовый песок или песчаник). Такие псаммиты называют олигомиктовыми. Псаммиты же, состоящие из обломков различных минералов (кварца, полевого шпата, слюды, глаукогита и т. д.), называют полимиктовыми.

При описании псаммитов, кроме всех перечисленных признаков, следует особое внимание обращать на присутствие карбонатов кальция, которые могут быть рассеяны в цементе или находиться в зернах. Это устанавливается при смачивании породы 2%-ным раствором HCl. В случае даже небольшого количества известня на поверхности псаммитовых пород от капли HCl будет наблюдаться «вскипание». При отрицательной реакции устанавливается, что известня в породе отсутствует.

Для цементированных пород нужно отмечать характер и состав цемента, степень прочности, плотность и пористость, однородность или неоднородность цемента и другие признаки.

Приведем пример макроскопического описания псаммитовой породы. Перед нами находится кусок довольно плотной породы зеленовато-серого цвета, которая состоит из зерен кварца разме-

ром 0,3—0,5 мм, имеющих сглаженные грани. Кроме кварца, в породе изобилуют зерна глауконита размером около 0,3 мм, которые и придают ей зеленоватую окраску. При действии HCl наблюдается слабое вскипание породы, очевидно от наличия небольшого количества извести в ее цементе. Все эти диагностические признаки указывают, что мы имеем «зеленовато-серый среднезернистый полимиктовый (кварцево-глауконитовый) слабо известковый песчаник».

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.** Главные компоненты: кварц, полевые шпаты, слюда, глауконит и др. Цемент разнообразный: кремнистый, глинистый, известковистый, глинисто-известковистый, железистый, фосфоритовый и др. По характеру цемента эти песчаники называют кремнистыми, железистыми, известковистыми и т. д.

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

3. **Глауконитовые пески и песчаники.** Глауконит составляет 20—40% породы и более. Из числа других компонентов наиболее обычен кварц (60—80%), затем слюда. 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 железняка, а песчаники цементированы этим железистым минералом. Окраска от лилово-бурой до ржаво-оранжевой.

5. **Аркозовые пески и песчаники.** Главные компоненты — кварц и полевые шпаты, образующиеся за счет разрушения гранитов и близких к ним пород. Состав цемента самый разнообразный.

6. **Граувакки.** Темноокрашенные, зелено-бурые и зелено-серые породы, обычно плотно сцементированные. Они состоят из зерен различных минералов и обломков осадочных, изверженных и метаморфических пород. Состав цемента самый разнообразный.

Алевриты и алевролиты

Псаммиты связаны с пелитами рядом разнообразных переходных пород — алевритов и алевролитов. Среди алевритов следует указать: лёсс, лёссовидные суглинки, некоторые супеси, суглинки и другие песчано-глинистые породы. Все

эти породы рыхлые. В отличие от алевритов, алевролиты цементированы. Среди них можно выделить: 1) очень тонкозернистые алевролиты, состоящие преимущественно из «пылеватых» или «алевролитовых»¹ частиц (диаметром 0,1—0,01 мм); 2) алевролиты, представляющие по механическому составу смесь песчаных и глинистых частиц.

Породы коллоидального происхождения

Глинистые породы (пелиты)

Измельчение частиц до размеров менее 0,01 мм, происходящее в процессе физического перетирания и химического разложения, приводит к образованию обширной группы пород, называемых пелитами, в основном коллоидального происхождения.

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 суспендированным растворам. Кроме того, электрический заряд и тех и других частиц одинаков у данного вещества в одном и том же растворе. Для выпадения в осадок необходимо, чтобы коллоидальные и суспендированные частицы потеряли свой электрический заряд и тем приобрели способность к слипанию в более крупные комочки. Это возможно при встрече данного коллоидного раствора с другим, где частицы имеют электрический заряд противоположного знака. Например, если река несет в море растворы полуторных окислов железа или суспензию глинистого вещества, то при встрече с растворенным в морской воде хлористым натрием 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, или собственно глины.

Остаточные глинистые породы

Материал, получающийся при физическом и особенно химическом разрушении различных пород, остается в некоторых случаях на месте (элювий) или подвергается незначительному переотложению, располагаясь на породах, из которых он произошел. Наиболее важными из образующихся таким путем пород являются каолины, бокситы и латериты.

¹ Термин предложен А. Н. Заваришкин и обозначает мучнистость.

Каолины — скопления каолинита, обладающего большой чистотой, высокой пластичностью и белым цветом. Они образуются в результате химического выветривания полевошпатовых пород. Такие первичные каолины отличаются наличием в них зерен кварца, листочков слюды и других минералов, входящих в состав породы, давшей им начало.

Бокситы — обычно довольно плотные, красные, реже серые глинистые породы, состоящие преимущественно из гидратов окиси алюминия ($Al_2O_3 \cdot nH_2O$ и $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$), иногда с примесью окиси железа. Часто бокситы имеют оолитовую структуру.

За последнее время в ряде работ советских геологов доказано, что осаждение бокситов всех месторождений СССР из водной среды произошло коллоидальным путем. Бокситы имеют большое практическое значение как важнейшая алюминиевая руда.

Глины

По определению М. С. Швецова, глина — это «землистая порода, дающая с водой пластичную массу, твердеющую при высушивании, а при обжиге приобретающую твердость камня».

Часто указывают, что для глины характерен специфический запах («запах печки»), появляющийся после того, как на нее подышат. Для некоторых разновидностей глины это, действительно, характерно, но вряд ли может служить диагностическим признаком для всех глин.

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, так что 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 легко принимать под давлением любую форму и сохранять ее после прекращения давления, не подвергаясь разрушению. Это свойство обусловлено мельчайшими размерами и преимущественно пластинчатой формой частиц, составляющих глину, а также и другими особенностями глины. При сильном высушивании или прокаливании пластичность теряется.

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 не одинакова.

д) Огнеупорность — способность противостоять без плавления действию высокой температуры. Последняя способность колеблется в широких пределах.

По происхождению глины весьма разнообразны. Среди них имеются континентальные (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 глины 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 с 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. Существуют разновидности, богатые водным кремнеземом, цементирующим глинистый материал.

Описывая глину, необходимо указывать следующие ее внешние признаки: а) цвет, причем подчеркивать, в каком состоянии влажности описывается глина; б) пластичность (глина бывает жирная, пластичная, сухая и песчаная); 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); г) структуру (сланцевая, плоччатая и т. д.); д) растительные остатки и окаменелости.

Глинистые породы в результате различных диагенетических процессов обычно превращаются в плотные, сцементированные кремнеземом, часто очень твердые породы, которые называются аргиллитами. При этом утрачивается ряд признаков, свойственных глинам, например пластичность и водопоглощаемость.

Породы химического и органогенного происхождения

Разнообразные породы возникают в водной среде и реже на поверхности суши в результате различных химических процессов и жизнедеятельности животных и растительных организмов, а также накопления остатков отмирающих организмов. Эти две обширные группы здесь рассматриваются совместно, так как они связаны множеством взаимных переходов и точный генезис при этом не всегда может считаться установленным. Наиболее удобно классифицировать рассматриваемые далее породы по химическо-

му составу. Придерживаясь этого, можно выделить следующие группы пород: 1) карбонатные, 2) кремнистые, 3) сернокислые и галондные, 4) железистые, 5) фосфоритные и 6) каолинолиты.

Карбонатные породы

Из карбонатных пород наиболее широко распространены известняки как химического, так и органического происхождения.

Известняки, независимо от их происхождения, состоят 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 в известковистые песчаники. Поэтому при испытании 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 структуры известняки бывают: крупно-, средне-, мелко- и неравномернозернистые, афанитовые (плотные), землистые, оолитовые, обломочные и т. д. Они весьма различны также по окраске, текстуре и по другим признакам.

По происхождению известняки разделяются на органогенные и химические. Первые подразделяются на зоогенные (сложенные раковинами и другими скелетными остатками животных организмов) и фитогенные (сложенные водорослями).

Органогенные известняки

Органогенные известняки являются преимущественно довольно плотными цементированными породами. Среди них встречаются пористые и даже кавернозные разновидности. Их органическое происхождение часто очевидно; во многих случаях они целиком состоят из хорошо различимых раковин моллюсков и скелетных образований других животных организмов (зоогенные известняки) или из скелетных образований и известковых выделений водорослей (фитогенные известняки). Известняки, состоящие из обломков раковин, называют органогенно-обломочными. Дальнейшая классификация органогенных известняков сводится к установлению тех групп организмов, скелетные образования которых слагают породу. В зависимости от этого различают известняки коралловые, брахиоподовые, мшанковые, гастроподовые, пелелиподовые, криноидные, фузулиновые, нуммулитовые и др. Известняки, в которых наиболее полно сохранились створки раковин пластинчатожаберных моллюсков или гастропод, называют часто известняками-ракушечниками.

Далеко не всегда можно установить по внешнему виду органическое происхождение того или иного известняка. 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. Чем дальше заходит процесс перекристаллизации, тем сильнее, вплоть до полного исчезновения, разрушаются остатки составляющих известняк раковин и других скелетных образований. Происхождение таких сильно перекристаллизованных известняков часто невозможно установить даже с помощью микроскопа.

Следует особо отметить известняки биохимического происхождения, которые образовались с участием жизнедеятельности бактерий, но которые состоят из мельчайших зернышек кальцита без каких-либо следов органогенной структуры. Эти известняки, называемые друнтовыми, составляют переход к известнякам химического происхождения.

Вообще многие известняки имеют смешанное органогенно-химическое происхождение. Типичным примером в этом отношении может служить пичий 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.

Известняки химического происхождения

Известняки химического происхождения встречаются не реже органогенных. Среди них наибольшее значение имеют известняки микрозернистые и оолитовые, известковые туфы и натекы.

Микрозернистые известняки, состоящие из мельчайших зернышек кальцита, пользуются очень широким распространением, особенно в древних толщах. Происхождение их до настоящего времени вызывают споры. Возможно, что частично они представляют собой измененные известняки органического происхождения.

Оолитовые известняки представляют собой скопления шаровидных известковых зерен — оолитов, имеющих скорлуповатое или радиально-лучистое строение. Размер оолитов колеблется обычно от просяного зерна («икряной камень») до горошины. Иногда оолитовые зернышки растворяются и на их месте в цементе породы остаются круглые пустотки. Такие породы получили название «отрицательных оолитов».

Известковый туф обычно имеет вид пористой или ячеистой известковистой породы, образование которой связано с отложением кальцита водами источников, богатыми растворенной двууглекислой известью. Он часто несет отпечатки листьев, веточек и другие следы растительных, а также животных организмов, покрытые корочкой отлагавшейся из источников извести. Туфы, представляя собой конгломератные образования, имеют обычно незначительную мощность и прихотливые формы залегания. 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%), известковый мергель (более 20%) и мергель (около 30—50%).

Мергель пользуется достаточно широким распространением и имеет большое практическое значение как сырье для цементной промышленности. По внешнему виду он обычно представляет плотную, твердую или мягкую породу, 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 «вскипают», причем капля HCl оставляет на поверхности породы грязное пятно (характернейший признак, отличающий мергели от известняков).

Известняк с примесью доломита называется доломитизированным. Слабую доломитизацию можно обнаружить, наблюдая за характером «вскипания» с HCl, несколько более слабого в этом случае, чем в чистых известняках.

Среди известняков и мергелей нередко встречаются кремнистые разновидности. Эти породы, носящие название кремнистых известняков и кремнистых мергелей, отличаются обычно большой твердостью, ясно выраженным раковистым острореберным изломом и более слабым вскипанием от 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. Как наиболее определенные разновидности доломитов могут быть указаны: известковый доломит — известняк с содержанием не менее 50% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$; доломитизированный известняк с содержанием не менее 5% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$; известняк с содержанием не более 5% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Эти переходы могут быть установлены только химическим анализом.

Макроскопически доломиты часто не отличимы от известняков. Наиболее типичные признаки доломитов сводятся к следующему. Доломит «вскипает» с холодной HCl, будучи растерт в порошок. Для этого следует наскрести ножом на поверхности породы небольшой бугорок порошка и на него капнуть HCl. В куске доломит «вскипает» с горячей HCl. При отсутствии HCl ее можно заменить уксусной кислотой, которая не действует на доломит, но заметно действует на известняк. Кроме того, для доломитов характерны отсутствие раковистого излома и наличие шершавого, как бы тонкопесчанистого, мучнистого излома. В трещинах доломита часто скапливается светлая, желтоватая или белая пыль — так называемая доломитовая мука. По структуре и текстуре доломиты очень разнообразны. Среди них выделяются следующие

разновидности: зернисто-кристаллические (сахаровидные) мраморовидные, афанитозные, песчанковидные, рыхлые, мучнистые, ячеистые и т. д. Цвет доломитов обычно белый, кремовый или серый.

Кремнистые породы

Осадочные породы, состоящие преимущественно из кремнезема, могут иметь как органическое, так и 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 представляет белую или желтоватую, пористую, чрезвычайно легкую и мягкую, рыхлую, слабо сцементированную породу, часто похожую на песчий мел. Основное различие между ними, кроме веса, заключается в том, что мел бурно «вскипает», а диатомит совершенно не «вскипает» с 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 не отличимы 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, при изготовлении динамита, в качестве шлифовального материала и т. д.

К этой же группе пород относятся измененные кремнистые породы, частично органогенного происхождения, среди которых следует указать опоку. Опокой называется довольно твердая и очень легкая кремнистая порода серого, голубоватого, иногда черного цвета (окраска часто пятнистая). По внешним признакам одни разновидности опок приближаются к трепелам и диатомитам (мягкие опоки), а другие имеют кремневидный облик (твердые плотные опоки). При ударе твердая опока колется с звенящим звуком на мелкие остроугольные обломки с раковистым изломом. Удельный вес опок обычно колеблется от 0,9 до 1,2, что соответствует их высокой пористости. Чаще всего они представляют собой измененные, сильно сцементированные диатомиты.

Кремнистые породы чисто химического происхождения встречаются довольно редко и поэтому здесь не рассматриваются. Остановиться следует только на кремнистых выделениях в породах и прежде всего на кремневых конкрециях, появляющихся в самых различных породах.

Обычно кремневые конкреции представляют собой желваки с плотным кремневым ядром, имеющим концентрическую слоистость обрастания. Эти желваки как бы постепенно срастаются

с вмещающей их породой. В известняках подобные конкреции нередко имеют форму правильных шаров. Часто кремневые конкреции имеют в центре неизмененную породу, вокруг которой находится сферическая кремневая корка с теми же следами концентрического нарастания. Нередко кремневые желваки образуются путем заполнения пустот и трещин в породах при выпадении кремниевой кислоты из циркулирующих растворов. Подобные конкреции, как уже указывалось, называются *жеодами*.

При описании этих образований следует обращать внимание на условия их залегания, соотношение с окружающими породами, величину, форму, внутреннюю структуру и минеральный состав самой конкреции. Кремневые конкреции имеют часто опалово-халцедоновый, халцедоновый и кварцево-халцедоновый состав.

Сернокислые и галогенные породы

Сернокислые и галогенные породы различаются по химическому составу, но очень близки по условиям образования. Среди этих пород следует указать каменную соль, гипс и ангидрит.

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 и удельный вес 2,1. Каменная соль встречается в виде более или менее мощных сплошных масс и в виде примесей. 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 зернисто-кристаллических масс. Для гипса характерна небольшая твердость—1,5—2 (легко чертится ногтем). Удельный вес колеблется от 2,2 до 2,4. Окраска самая разнообразная в зависимости от количества и состава примесей. Для чистого гипса характерен снежно-белый, или светлосерый, или розовый цвет. Гипс встречается часто также в виде мелких рассеянных зерен или отдельных друз кристаллов в различных осадочных породах (глинах, песках, песчаниках и др.). Нередко гипс выпадает из циркулирующих растворов в полых пространствах — трещинах и кавернах, стенки которых обрастают кристаллами этого минерала.

Ангидрит — обычно серая или голубовато-серая плотная порода с удельным весом 2,9—3,1 и твердостью 3—2,5. Эти признаки резко отличают ангидрит от гипса. Характерно для ангидрита, что он встречается на глубинах более 70—100 м и в крайне редких случаях выходит на дневную поверхность. Дело в том, что в природных условиях довольно быстро протекают процессы гидратизации ангидрита, т. е. процессы присоединения к молекуле CaSO_4 (ангидрита) двух молекул воды, в резуль-

тате чего образуется гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. В этом случае порода, сильно увеличиваясь в объеме, приобретает гофрированно-слоистую или узловатую текстуру.

Ангидрит происходит, вероятно, тем же путем, как и гипс и соль: путем отложения в соленых лагунах и озерах.

Железистые породы

Железистые породы имеют исключительное практическое значение (большинство разрабатываемых железных руд относится к осадочным по происхождению) и поэтому представляют собой большой интерес. В химическом составе 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 наибольшее значение имеют оолитовые железные руды, представляющие 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.

В состав второй, карбонатной группы входит сидерит (см. стр. 32), который встречается в виде минеральных включений (среди глин и мергелей) и реже в виде небольших пластов и линз.

Фосфоритные породы †

Осадочные породы, богатые фосфатами кальция, называются **фосфоритами**. Они содержат фосфат кальция в аморфном виде с примесью глинистого или песчанного материала. В зависимости от характера и количества примесей внешние признаки фосфоритов изменяются в широких пределах. Некоторые фосфориты имеют, например, облик песчаника и обладают неровным, грубо шероховатым изломом, другие же имеют афанитовую структуру с гладким, ровным изломом. Твердость фосфоритов обычно значительная (около 5). Цвет их чаще темный (серый, буроватый или черный), но встречаются и светлые фосфориты (зеленоватые, каштановые, а иногда желтоватые и белые). Совершенно белые фосфориты, похожие по виду на каолин и кремнистый мел, были найдены в меловых отложениях Вольска. Очень характерен запах, издаваемый фосфоритами при ударе или трении двух кусков один о другой.

Фосфориты встречаются часто в виде конкреций шаровидной, неправильно-округлой, шишковатой (форма картофеля) или иной формы, шероховатых или гладких с поверхности. Иногда эти желваки бывают сцементированы в плиту конгломерата.

В некоторых случаях фосфориты представляют собой слои песка, глины или иной породы, сцементированные фосфатом. Нередко попадаются фосфоритизированные органические остатки: кости и зубы позвоночных, скелеты губок, ядра моллюсков и т. д. Некоторые фосфоритовые слои состоят из хорошо окатанных фосфоритовых галек. Мощность слоев обычно невелика и измеряется долями метра. Фосфориты с содержанием около 15—30% P_2O_5 являются полезным ископаемым. Реже встречаются фосфориты с более богатым содержанием P_2O_5 (35—40%).

Каустобиолиты

В группу каустобиолитов входят породы органические по составу и органогенные по происхождению. Среди них мы рассмотрим: торф, ископаемые угли, горючие сланцы, нефть и битуминозные породы. Все эти породы имеют очень большое значение как полезные ископаемые первостепенной важности.

Торф — бурая или черная масса полуразложившегося растительного материала: листьев, стеблей, корней, древесины, мха. Этот материал обуглен и обогащен органическими кислотами. Порода достаточно рыхлая и легко режется лопатой. Образуется торф в болотах. Он имеет небольшую мощность, но покрывает иногда огромные площади. Достаточно указать, что 17% площади Европейской части Советского Союза покрыто торфяными болотами.

Угли — растительный материал, накопленный на дне мелководных водоемов. Образуются нередко из торфа в процессе его обугливания. Среди углей в зависимости от их структуры и содержания углерода различают бурый уголь (69% С), собственно каменный уголь (82% С) и антрацит (95% С).

Бурый уголь — плотная темнобурая или черная порода. Дает бурую черту (в отличие от каменного угля). Блеск бурого угля часто матовый, хотя встречаются и блестящие разновидности с раковистым изломом. В некоторых случаях легко различаются следы древесной структуры (**лигнит**).

Каменный уголь имеет черный цвет, жирный блеск. Черта черная или матовая (пачкает руки). Излом раковистый, крупно- и мелкозернистый. Хрупок.

Антрацит отличается от каменного угля большей твердостью и блеском. Ему свойственны черный цвет, полуметаллический блеск, неровный излом. Масса его плотная (рук не пачкает).

Перечисленные породы составляют ряд этапов обогащения исходного материала углеродом по следующей схеме: древесина → торф → бурый уголь → каменный уголь → антрацит.

Древесина содержит 50% С, а антрацит 95% С.

Процесс разложения органического вещества, происходящий в условиях наиболее затрудненного доступа кислорода, приводит к образованию горючих летучих веществ, называемых битумами,

самый же процесс называется битуминизацией. Часто накопление битумов происходит одновременно с отложением тонких илов. В результате образуются породы, называемые горючими сланцами. Они представляют собой тонкослоистую, сланцеватую породу темносерого, бурого или коричневого цвета. Очень часто поверхность сланцев усеяна отпечатками различных ископаемых. При поднесении огня к сухому образцу последний обычно загорается коптящим пламенем или начинает тлеть с выделением густого дыма, сопровождаемым сильным запахом битума.

Нефть представляет собой, в отличие от всех ранее описанных пород, жидкость. Цвет ее, в зависимости от удельного веса, изменяется от светложелтого (легкие разновидности) до буровато-черного (тяжелые разновидности).

Для нефти характерен специфический запах. Если же в нефти находится большое количество серы, например в наших уральских нефтях, то она приобретает резкий запах, напоминающий запах сероводорода. Нефти свойственен масляный блеск. Ничтожные количества нефти, попавшие в воду, дают характерные радужные (флюоресцирующие) пленки, которые, в отличие от железистых (опалесцирующих) пленок, при ударе смыкаются в округлые пятна, в то время как железистые — как бы ломаются на «острые куски».

Залежи нефти, иногда мощные, образуются среди различных пористых осадочных пород, которые в этих случаях играют роль ее коллекторов (пески, песчаники, известняки и др.).

Битуминозные породы — породы с рассеянной в них нефтью, по большей части находящейся в окисленном (сгущенном) виде. Характерные признаки этих пород: темный цвет, запах битума при ударе по породе и окрашивание растворителей битумом при погружении в них порошка породы. В качестве растворителей применяются бензин и бензол, которые при достаточно сильной битуминозности окрашиваются в бурый цвет различной интенсивности. Более чувствительна реакция, дающая сальное пятно. В пробирку с 1—2 см³ хлороформа опускают кусок анализируемой породы, несколько раз сильно встряхивают, после чего хлороформ выливают на бумагу. Если в породе имеется хотя бы незначительное количество битума, то на топкой бумаге появляется сальное пятно.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ ПО ТЕХНИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ОПИСАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Трудно предложить какой-либо стандартный метод для определения и описания осадочных пород. Правильное определение их возможно только при полном учете всего комплекса внешних свойств.

При этом важно фиксировать не только то, что в породе присутствует, но также и то, что в ней отсутствует, например не

только то, что порода является известковистой, но также и то, что известковистость в ней отсутствует. Подробно должна быть описана текстура: характер слоистости (в случае отсутствия последней это должно быть специально указано), наличие или отсутствие кавернозности и т. д. Структура породы со всеми ее особенностями, состав, окраска, твердость, излом, удельный вес и другие признаки необходимо устанавливать и указывать возможно точнее.

Не менее подробно, чем породу, следует описывать и все инородные включения в нее: органические остатки, конкреции, прожилки, различные выделения, пылцы, примазки и т. д. Полное описание дает возможность установить тип породы и способ ее образования, а тем самым и определить ее. Грубой ошибкой при определении породы является не точно подобранное название, а неполно и неправильно сделанное описание, так как первое по второму всегда легко исправить, а обратное сделать невозможно.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Метаморфические породы представляют собой глубоко преобразованные первично-осадочные или магматические породы. В связи с изменением физико-химических условий их существования (температуры, давления и состава или концентрации вещества) изменялись не только минералогический, но иногда и химический состав, а также структура и текстура первичных пород. Существуют постепенные переходы между метаморфическими породами и породами, из которых они образовались.

Источниками для повышения температуры могут быть: 1) поднимающиеся из недр земной коры массы расплавленной магмы; 2) поднимающиеся от магматических очагов высокотемпературные растворы и летучие компоненты; 3) высокая температура недр Земли.

В недрах Земли существует большое гидростатическое (всестороннее) давление. Оно может быть ориентировано в определенном направлении в связи с тектоническими движениями.

Метаморфизм может идти как с привнесением, так и без привнесения вещества из магмы. В качестве примера метаморфизма с привнесением и одновременным выносом вещества можно привести превращение известняка в кварцит. При метаморфизме без привнесения вещества известняк превратится в мрамор. В этом случае метаморфизм выразится только в глубоких структурных и текстурных изменениях породы.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

В метаморфических породах могут встречаться все минералы магматических и осадочных пород, а кроме того, ряд минералов, характерных только для них: андалузит, кшанит (дистен), силли-

манит, ставролит, кордиерит, гранат, флогопит, тальк и ряд других.

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Метаморфические породы имеют обычно кристаллическую структуру, которая, однако, отличается от кристаллической структуры магматических пород как по происхождению, так и по облику, что хорошо видно при изучении пород под микроскопом.

Часто в метаморфических породах удается различить структуру, которую они имели до метаморфизма; такие структуры называют реликтовыми (остаточными).

По текстурным признакам метаморфические породы также значительно отличаются от магматических. Среди них могут быть выделены следующие текстуры:

1. Сланцеватая — удлиненные или таблитчатые минералы располагаются своими длинными сторонами взаимно параллельно.

2. Волокнистая — большая часть пород сложена волокнистыми минералами, переплетающимися между собой.

3. Полосчатая или ленточная — в породе чередуются полосы разной толщины и различного минералогического состава.

4. Массивная, аналогичная полнокристаллической текстуре изверженных пород.

5. Очковая — в породе присутствуют зерна овальной формы или агрегаты обычно светлоокрашенных минералов, резко выделяющихся на темном фоне породы.

6. Плойчатая — порода сложена в мелкие складочки (гофрирована).

ОПИСАНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

В зависимости от того, какой фактор играет ведущую роль (температура, давление, концентрация), выделяются следующие главные типы метаморфизма:

1. Региональный метаморфизм — при высоких температурах и гидростатическом давлении, захватывающий крупные массы пород в земной коре.

2. Контактный метаморфизм — при высоких температурах, но имеющий местное значение. Развивается вдоль контактов очагов и каналов поднимающейся из глубин расплавленной магмы, не вызывая общего изменения химического состава вмещающих пород.

3. Динамометаморфизм вызывается тектоническим давлением, которое может вызвать повышение температуры. Развивающаяся при этом трещиноватость облегчает проникновение в породу воды. Все это приводит к перекристаллизации горных пород и росту кристаллов в определенном направлении, к образованию сланцеватой текстуры.

4. Пневматолитовый и гидротермальный метаморфизм — метаморфизм с привнесом в породу нового вещества горячими водными растворами и газовыми эманациями, восходящими от остывающего магматического очага.

Породы регионального метаморфизма

Рассмотрим характер изменения основных типов осадочных и магматических горных пород при возрастании всестороннего давления и температуры. Для примера возьмем глину и проследим, как постепенно будут изменяться ее состав и структурные и текстурные особенности с усилением метаморфизма. На первых стадиях метаморфизма глина обезвоживается, уплотняется и превращается в глинистый сланец.

Глинистые сланцы представляют собой весьма слабо метаморфизованные породы, близкие к нормальным осадочным. Многие геологи причисляют их не к метаморфическим, а к осадочным. В их состав входят: мельчайшие зернышки кварца, иногда образующие скопления в виде плоских линзочек, глинистые минералы, чешуйки серицита и хлорита. Иногда в них встречаются кристаллы пирита, углистые частицы, иглы рутила. По внешнему виду глинистые сланцы — это тонкосланцеватые твердые породы, легко раскалывающиеся на ровные плитки с матовой поверхностью. От глин они отличаются полной неразмокаемостью. Окраска их разнообразная: преобладают черные (аспидные), серые, зеленоватые тона.

При повышении температуры и давления глинистые сланцы преобразуются в фяллиты — тонкосланцеватые породы, сходные по внешнему виду с глинистыми сланцами, но отличающиеся от них характерным шелковистым блеском. Это породы промежуточные по степени метаморфизма между глинистыми и слюдяными сланцами. Фяллиты представляют собой поликристаллические породы, сложенные серицитом, хлоритом и кварцем. Структура микрозернистая. Текстура сланцеватая. Окраска разнообразная (черная, зеленоватая, красноватая, фиолетовая и т. д.).

Слюдяные сланцы (рис. 63) представляют собой различно окрашенные породы с сланцеватой или пльчатой текстурой. Они характеризуются шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости. Состоят слюдяные сланцы в основном из кварца и слюд и подразделяются в зависимости от составляющих их слюд на биотитовые, мусковитовые, биотито-мусковитовые и др. В слюдяных сланцах часто встречаются такие минералы, как гранат, дистен (кнанит), ставролит и графит. Последний образуется, если в глине была примесь органического вещества.

Гнейсы. На самой высшей стадии метаморфизма глинистого осадка образуются гнейсы (рис. 64). В зависимости от пород, из которых происходят гнейсы, они подразделяются на

ортогнейсы и парагнейсы: первые образуются при перекристаллизации магматических пород (гранитов, диоритов, снейктов и др.), вторые — в результате метаморфизма осадочных пород (рис. 64).

Породообразующие минералы гнейсов: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклазы и биотит, иногда мусковит, амфиболы, пироксены и гранат.

Текстура у гнейсов бывает сланцеватая, массивная, часто ленточная, которая нередко переходит в очковую. По минералогическому составу гнейсы разделяют на плагиоклазовые и ортоклазовые.



Рис. 63. Слюдяной сланец



Рис. 64. Гнейс

С процессами регионального метаморфизма связано образование многих метаморфических пород. Помимо вышеописанных, необходимо еще указывать на кварцит, мрамор, зеленые сланцы, амфиболиты и др.

Кварцит. Мономинеральный кварцевый песчаник с кремнистым цементом при региональном метаморфизме превращается в кварциты. Это светлые плотные породы массивного сложения, состоящие сплошь из кварца, отдельные зерна которого часто нельзя различить. Они обладают характерным блестящим изломом. Иногда в кварцитах наблюдается сланцеватая текстура. Последняя особенно резко выражена в слюдяных кварцитах, которые образуются в результате метаморфизма кварцевых песчаников с глинистым цементом. При увеличении содержания глинистых частиц образуются слюдяно-кварцитовые сланцы: биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные.

Мрамор — продукт перекристаллизации известняков. Он состоит из кальцита, иногда из доломита (доломитовый мрамор). Изредка сохраняет первичную слоистость и несет отпечатки раковин.

В результате метаморфизма габбро и их излившихся аналогов образуются на первой стадии зеленые сланцы —

сланцеватые мелкозернистые породы различных оттенков зеленого цвета. Состоят они из хлорита, актинолита, эпидота и альбита. На следующей стадии метаморфизма основных магматических пород образуются **амфиболиты** — массивные плотные породы темнозеленого или зеленовато-серого, иногда черного цвета, состоящие в основном из роговой обманки и плагиноклаза. Иногда в амфиболитах наблюдается сланцеватая текстура. На высшей ступени метаморфизма амфиболиты перерабатываются в гранатовые амфиболиты и эклогиты. Последние состоят из граната и щелочного пироксена (омфацинта).

Ультраосновные **оливиновые** породы, дуниты и перидотиты, на первых стадиях метаморфизма превращаются в **змеевики** или **серпентиниты** — плотные темнозеленые породы с яркими пестрыми пятнами и светлыми блестящими зеркалами. Они состоят из серпентина с примесью магнетита и хромита.

Породы контактового метаморфизма

В результате контактового метаморфизма песчано-глинистых пород образуются **роговики** — плотные мелкозернистые породы серого, черного, иногда розовато-серого цвета. Состоят они в основном из кварца и биотита, иногда присутствуют полевые шпаты, гранат, магнетит, андалузит и другие минералы. При наличии андалузита окраска роговиков бывает розовато-серая. На контакте с гранитными интрузиями основные и средние магматические породы превращаются в амфиболовые роговики, состоящие из амфибола и плагиноклаза. Это тоже плотные мелкозернистые породы черного или темнозеленого цвета.

Карбонатные породы в результате контактового метаморфизма превращаются в мрамор, если этот процесс протекает без привноса, или в известково-силикатные роговики — породы, имеющие очень разнообразный состав, а отсюда и различную окраску. Наиболее распространенные минералы известково-силикатных роговиков: гранат, диопсид, волластонит, плагиноклаз, скаполит и др.

Породы пневматолита и гидротермального метаморфизма

Типичным представителем пород этого типа метаморфизма является **скарн**.

Эти породы имеют важное значение благодаря приуроченности к ним ряда полезных ископаемых (медь, железо, полиметаллы, олово, вольфрам).

Скарны представляют собой контактово-метасоматическое образование, возникающие в результате воздействия после магматических растворов на карбонатные и изверженные породы, если эти породы приведены в соприкосновение и между ними происходят обменные реакции. Скарны образуются как за счет известняка, так и за счет интрузивной породы. Главные поро-

образующие минералы скарнов: пироксен, плагиноклаз и гранат, при более низких температурах — эпидот, актинолит, карбонат и рудные минералы

ПОРЯДОК ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ОПИСАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

При описании метаморфических пород следует придерживаться того же порядка, что и при описании магматических пород: 1) цвет, текстура и структура породы; 2) минералогический состав и название; 3) прожилки и жилы, встречающиеся в породе; 4) посторонние включения и вкрапления.

Одновременно нужно по возможности выяснить: 1) что представляла собой порода до метаморфизма и 2) какие явления обусловили метаморфизм. При этом необходимо иметь в виду, что даже детальное изучение состава и строения метаморфической породы не дает большей частью полного ответа на эти вопросы. Для полного разрешения вопроса необходимо изучение породы в естественных обнажениях, где могут быть установлены условия ее залегания, взаимоотношения с окружающими породами и т. д.

При описании метаморфических пород рекомендуется пользоваться следующим определителем (табл. 6).

Таблица 6

Определитель метаморфических пород

№ п/п	Минералогический состав	Строение и внешний вид	Название
1	Серпент, хлорит и кварц	Светлоокрашенная мелкозернистая порода с сланцеватой или пльчатой текстурой. Состоит из чешуек хлорита и серпентита, кварц заметен плохо	Филлит
2	Слюда и кварц, иногда гранат, дистен, ставролит, графит	Средне- или крупнозернистая порода с сланцеватой текстурой. Состоит из чешуек серебристых слюд. Кварц заметен очень плохо, иногда виден розовый гранат	Слюдяной сланец
3	Кварц, ортоклаз и биотит, могут присутствовать пироксен, роговая обманка, гранат	Плотная светлая (серая или желтоватая) порода с сланцеватой или массивной текстурой, часто ленточной, переходящей в очковую	Ортоклазовый гнейс
4	Плагиноклазы, кварц, пироксены, роговая обманка, биотит	То же	Плагиноклазовый гнейс

№ п/п	Минералогический состав	Строение и внешний вид	Название
5	Кварц	Массивная мелкозернистая плотная порода (отдельные зерна часто нельзя различить) белого, розовато-белого, желтого цвета, в изломе блестящая	Кварцит
6	Кварц и слюды (биотит и мусковит)	Светлоокрашенная сланцеватая порода с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости	Слюдяно-кварцитовый сланец
7	Кальцит, реже доломит и механические примеси	Бурая, белая, серая, желтая, оранжевая, красная кристаллическая порода. Иногда сохраняются следы слоистости (в окраске) и окаменелости (раковины моллюсков и пр.)	Мрамор
8	Хлорит, актинолит, эпидот и альбит	Зеленая мелкозернистая порода с сланцеватой текстурой и шелковистым блеском	Зеленый сланец
9	Амфибол зеленого или черного цвета и основной плагиоклаз, может присутствовать кварц	Массивная или сланцеватая порода темнозеленого или черного цвета	Амфиболит
10	Серпентинит, хромит и магнетит	Плотная порода, зеленая с искрами или пятнами различного цвета (зеленого, желтого, красного, белого, черного) и гладкими зеркально-эмалевыми поверхностями	Змеевик (серпентинит)
11	Хлорит, иногда различные примеси	Чешуйчатая или листоватая масса хлорита	Хлоритовый сланец
12	Тальк	Чешуйчатая масса талька	Тальковый сланец
13	Кварц, биотит, магнетит, часто гранат, андалузит	Мелкозернистая плотная порода серого, буровато-серого, иногда розовато-серого цвета	Биотитовый роговик
14	Плагиоклаз, амфибол, пироксен	Мелкозернистая плотная порода темносерого, темнозеленого или черного цвета	Амфиболовый или пироксеновый роговик
15	Гранат, диопсид, плагиоклаз, эпидот, актинолит, хробоит, рудные минералы	Внешний вид в зависимости от преобладания того или иного минерала самый разнообразный	Скарн

ГЛАВА ТРЕТЬЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОПРЕДЕЛЕНИЕ

Геологическая карта является одним из важнейших документов проведенных геологических исследований. Поэтому, прежде чем впервые выйти в поле на геологические работы, необходимо знать, что представляет собой геологическая карта и чем она отличается от обычных топографических карт, а также научиться ее читать. Умение читать геологическую карту является важнейшим элементом геологического образования.

Геологическая карта изображает на плоскости распространение на земной поверхности геологических образований (пластов различного возраста, петрографических комплексов, полезных ископаемых и пр.) в условных обозначениях (в красках или штрихах).

При первом взгляде на геологическую карту остается впечатление очень пестрого и сложного рисунка. В большинстве случаев это несимметрично расположенные пятна и полосы, различно заштрихованные и окрашенные, напоминающие прихотливый рисунок восточного ковра.

При более внимательном рассмотрении можно заметить, что цветной рисунок наложен на обычную топографическую карту, на которую нанесены моря, реки, населенные пункты, пути сообщения, государственные границы, административные границы внутри государственных, данные о превышениях на местности, переданные в горизонталях, и другие детали, составляющие ситуацию обычных административных и топографических карт.

МАСШТАБ

Карта должна быть снабжена масштабом, т. е. численным выражением (в виде отношения) того, во сколько раз расстояние на карте между двумя определенными точками уменьшено по сравнению с соответствующим расстоянием на местности.

110

Кроме численного масштаба, на геологической карте обязательно дается и линейный масштаб. Имя под рукой масштабную линейку, нанесенную на карту, можно легко измерять горизонтальные расстояния по карте.

Геологические карты составляются в различных масштабах. Картами мелких масштабов или обзорными государственными картами являются карты масштабов 1:7 500 000, 1:5 000 000 и 1:2 500 000; республиканскими и краевыми обзорными картами — масштаба 1:1 000 000; районными — карты масштабов 1:200 000, 1:100 000, 1:50 000; детальные карты составляются для отдельных участков строительства, месторождений полезных ископаемых, рудников и т. п. в масштабах 1:25 000, 1:10 000, 1:5 000, 1:1 000 и других, еще более крупных.

ТИПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

Чаще всего можно видеть геологические карты, на которых нанесены различными цветами (или штрихами) выходящие на земную поверхность слои горных пород различного возраста и состава.

В зависимости от того, какую цель преследуют геологические исследования, составляются следующие карты: литологические с указанием состава распространенных на земной поверхности горных пород; карты с указанием районов развития тех или других полезных ископаемых; разнообразные гидрогеологические карты; геоморфологические карты, отражающие типы рельефа, зависящие от геологического строения и пережитой страной геологической истории, и др.

Эти карты, обычно называемые специальными, рассматриваются в специальных курсах геологического картирования.

Курс общей геологии знакомит только с обычными геологическими картами, притом мелкомасштабными (обзорными), на которых изображаются крупные геологические структуры. По таким картам легче научиться читать геологическое строение местности, т. е. судить по выходам на земную поверхность горных пород различного состава и возраста об условиях их залегания и взаимоотношениях на глубине.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Неотъемлемой принадлежностью каждой геологической карты является перечень всех принятых на данной карте условных обозначений и их объяснение. Таблицу условных обозначений помещают в одном из свободных углов карты.

Если сравнить несколько геологических карт различных масштабов и изданий, то не трудно убедиться, что на них одни и те же слои (слои одного и того же возраста) изображены неодинаковыми красками. Но это не означает полного произвола в выборе знаков, зависящего только от вкуса автора карты.

Существует определенная целесообразность в выборе условных знаков.

Геологическая карта должна легко читаться; необходимо, чтобы условные знаки способствовали наглядной передаче изображаемой структуры. Условные знаки для обозначения слоев различного возраста (образовавшихся в различное время) не

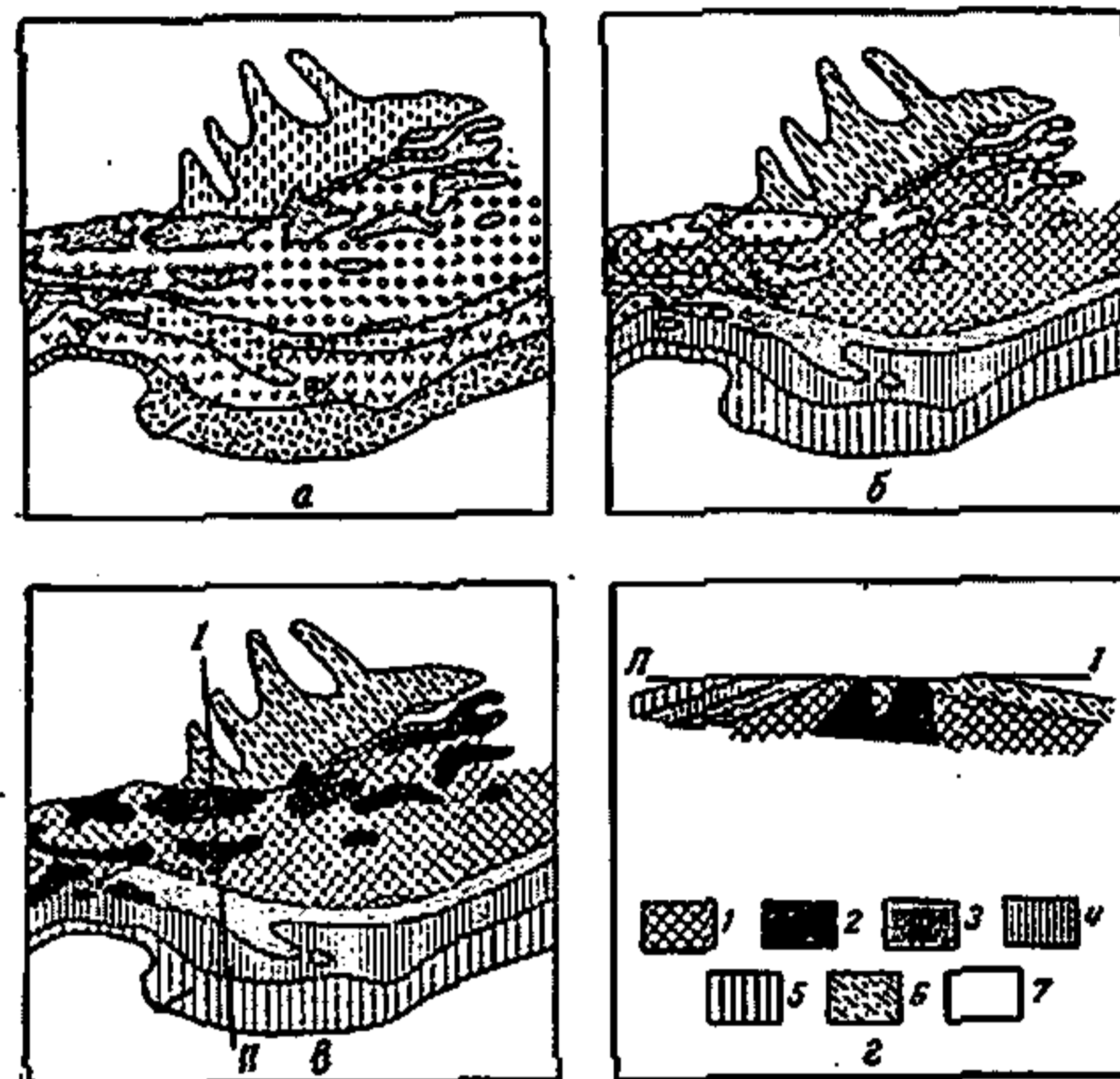


Рис. 65. Пример составления геологической карты
1—древний палеозой; 2—интрузивные породы; 3—верхний палеозой; 4—мезозой; 5—палеоген; 6—неоген; 7—четвертичные отложения

должны быть случайными. Если карту составляют в красках, то берут более темные тона для слоев древних и светлые для молодых слоев. Темные пятна среди полей более светлых производят впечатление более углубленных участков. Если цветные знаки подобраны в последовательном порядке от темных к более светлым и соответственно обозначают слои от древних к молодым, то такое соотношение оттенков и возраста облегчит читающему понимание карты.

Так же целесообразно должны быть подобраны и штриховые знаки: для изображения древних слоев выбирают густую штриховку, более «тяжелую», которая также производит впечатление большей глубины залегания слоя.

Разберем примеры неудачно и удачно подобранных условных обозначений.

На рис. 65 изображено в трех видах геологическое строение одной и той же местности. Рис. 65,а составлялся чертежником, не представлявшим себе ту геологическую структуру, которую передает карта. Геолог, подготовивший рисунок к печати, ограничился тем, что передал чертежнику контурное изображение выходов слоев на поверхности Земли и предложил чертежнику подобрать штриховые обозначения по своему вкусу.

При сравнении рис. 65,а с рис. 65,б легко оценить преимущества изображения на втором рисунке. В чем недостаток рис. 65,а? Неудачно выбраны условные знаки; они очень сходны между собой — все прерывистые (точки, пунктир, мелкие кружки), вследствие чего поля выходов различных слоев слабо разделяются на карте. Карта получилась слепой, трудно читаемой.

Однако и второй рисунок (рис. 65,б), несмотря на четкость и ясность контуров, оказывается неприемлемым. Поля распространения магматических глубинных пород обозначены очень «легкими» значками (крестиками), вследствие чего массивы глубинных пород, подстилающие все остальные развитые здесь слои, производят впечатление легких, лежащих на поверхности тонкими покровами.

Таким образом, на этом примере видно, как неудачный подбор штриховых обозначений может исказить представление о геологическом строении местности.

Наконец, на рис. 65,в учтен и этот недостаток, и его графическое выполнение может считаться уже удовлетворительным.

В приведенном примере геологическое строение местности поясняется вертикальным разрезом по линии I—II рис. (рис. 65,з).

Для карт крупного масштаба условные знаки вырабатываются обычно самими авторами. Условные обозначения обзорных карт составляются коллективом геологов и утверждаются организациями, издающими карты.

Для международных обзорных карт условные обозначения вырабатываются международными комиссиями.

На обзорных картах, издаваемых в Советском Союзе, принято обозначать геологические системы слоев следующими цветами¹:

четвертичную	— бледными серыми (пепельно-серый) и зеленоватыми оттенками
неогеновую	— светложелтым
палеогеновую	— оранжевым
меловую	— зеленым
юрскую	— синим

¹ Эта система обозначений была установлена на Международном геологическом конгрессе в Болонье в 1881 г. по предложению академика А. П. Карпинского.

триасовую	— светлолиловым
пермскую	— кирпично-красным
каменноугольную	— серым
девонскую	— коричневым
силурийскую	— зеленовато-коричневым
кембрийскую	— лиловым
докембрийскую	— розовым

Площади распространения магматических пород, независимо от возраста, но с учетом разного петрографического состава, закрашиваются яркими цветами различных оттенков.

Обзорные карты обычно не издаются в штрихах. Поэтому штриховые знаки не закрепляются за слоями определенного возраста.

Чаще всего в геологической графике штрихами передается петрографический состав слоев. Наиболее распространена система обозначений, изображенная на рис. 66. Она применяется для геологических карт, разрезов, колонок, схем и других чертежей.

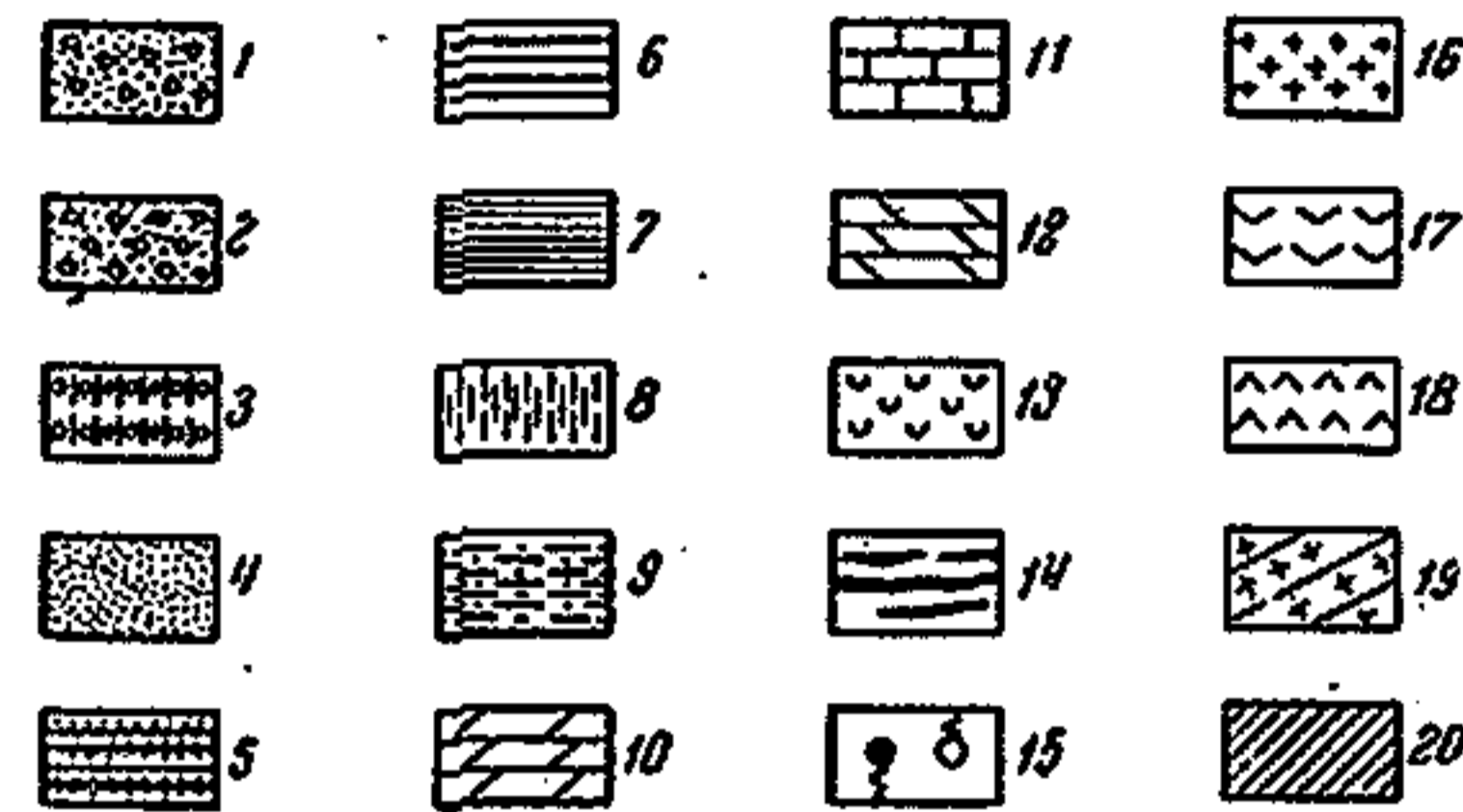


Рис. 66. Возможные условные обозначения на геологических картах, профилях и колонках
 1—пески со щебнем и брекчия; 2—галечники и пески с валунами; 3—валунные глинны и суглинки (морена); 4—пески; 5—песчанники; 6—глины; 7—глинистые сланцы; 8—лессовидные суглинки, лёсс; 9—глины песчаные; 10—мергели; 11—известняки; 12—кремнистые породы, трепелы, опоки; 13—химические осадки; 14—угли бурые и каменные; 15—нефть и газы; 16—гранит и другие кислые породы; 17—снейт, диорит; 18—габбро, базальты; 19—ортогнейсы; 20—парагнейсы

УСЛОВНОСТИ НА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ

Необходимо знать о некоторых условностях, допускаемых на картах, особенно мелкомасштабных. В силу этих условностей геологическая карта всегда представляет собой в той или иной мере схему, а не фотографическое отображение действительности. Разберем наиболее существенные из этих условностей.

Геологическое строение страны наиболее полно отображается слоями, имеющими широкое горизонтальное распространение. Такая форма залегания свойственна слоям, отложившимся в морях. Кроме широкого горизонтального распространения, эти слои имеют обычно значительную мощность, за что получили название коренных, образующих как бы фундамент, прослеживаемый на большие глубины от земной поверхности.

Коренные слои противопоставляются новейшим слоям, отложившимся преимущественно в континентальных условиях. Большинство молодых четвертичных континентальных осадков характеризуется своей сравнительно незначительной мощностью и более узким распространением (например, узкие полосы речных осадков, делювиальных плащей, тонкие покровы элювия и т. д.). Эти образования часто называют наносами, подчеркивая тем самым их незначительную мощность, узкое распространение и, следовательно, небольшую роль в отображении геологических структур. Прикрывая поверхность тонким слоем, эти покровные образования скорее затемняют структуру коренных пород, чем помогают расшифровывать ее на карте.

Из сказанного вытекает целесообразность условного спятия четвертичных отложений с геологических карт. В этом заключается первая и наиболее существенная условность подобного рода карт.

Однако четвертичные отложения снимаются не со всей закартированной территории. Если взять, например, карту Европейской части Советского Союза масштаба 1:1 500 000 или 1:2 500 000, то можно видеть, что в ряде речных долин оставлены светлые полосы, тянущиеся вдоль русел рек, изображающие распространение речного аллювия. Признано целесообразным оставлять на картах коренных слоев этот вид наносов, так как полосы аллювия придают карте рельефность, указывая на те участки земной поверхности, где в настоящий момент преобладают процессы наиболее интенсивного размыва и осадкообразования. Это вторая условность, продиктованная определенной целесообразностью в построении геологической карты.

На тех же картах в западных районах и особенно в Белоруссии, на севере Прикаспийской низменности, а также в некоторых других местах оставлены четвертичные отложения и иного происхождения, чем аллювий. В настоящее время эти районы недостаточно еще геологически изучены, чтобы судить о том, какие коренные слои залегают здесь под покровными образованиями. Недостаточность геологической изученности не позволяет в этих районах условно снимать с карты четвертичный покров до получения более полных сведений о коренных слоях.

В виде исключения из характеристики молодых континентальных образований как маломощных и не имеющих широкого распространения, должны быть отмечены отложения ледников, покрывавших в четвертичном периоде широкие пространства

Европы и, в частности, Европейской части Советского Союза. Хотя ледниковые образования при составлении карт коренных слоев рассматриваются как наносы и снимаются, однако признано целесообразным показывать контуры максимального распространения этих отложений, что, в частности, и сделано на геологической карте масштаба 1:2 500 000, на которой южная граница распространения валунов обозначена красной линией.

Наконец, отметим еще одну условность для карт мелкого масштаба. Некоторые морские слои имеют широкое распространение, но незначительную мощность. Это особенно характерно для мезозойских морских осадков на Русской платформе. Показать их на геологической карте необходимо. Но ввиду их незначительной (иногда менее 10 м) мощности нетрудно представить себе, что узкие полосы их выходов по берегам рек не могут быть изображены в масштабе карты (1 мм такого масштаба соответствует 2,5 км). Вследствие этого такие полосы изображаются на карте в преувеличенном виде.

ИНДЕКСЫ

Индексы — это условные буквенные и цифровые обозначения изображенных на карте слоев различного возраста, даваемые как в условных обозначениях, так и на самой карте. Они являются дополнительными условными обозначениями. Индексы служат для облегчения чтения карты, особенно при большом количестве красок, когда отдельные знаки различаются лишь незначительными оттенками одного и того же цвета.

Для индекса берется начальная буква названия системы, написанного латинским шрифтом. Но так как существует несколько систем, названия которых начинаются с одной и той же буквы, то иногда к начальной букве добавляется следующая за ней согласная. Например, буква С закреплена за каменноугольной системой. Но с этой же буквы начинаются названия меловой¹ и кембрийской систем, почему индексы последних будут соответственно Сг и Ст.

В ряде случаев встречаются отложения, не расчлененные по системам (переходные слои). Так, на картах выделяются нерасчлененные пермские и каменноугольные отложения, для которых индекс составляется из названий обеих систем (РС), пермские и триасовые (ТР) и т. д.

Если на карте имеются более дробные подразделения, чем системы, например отделы и ярусы систем, то для обозначения отдела рядом с индексом системы справа внизу ставится цифра. Единицей обозначается более древний отдел системы, двойкой — лежащий выше, более молодой, и т. д.

¹ Здесь подразумевается большинство ярусов юрской и меловой систем в центральной части рассматриваемой карты.

² По латыни меловой — cretaceus.

Таблица 7

Эры, ¹ группы ²	Периоды, ¹ системы ²	Сокращенное наименование	Индекс
Кайнозойская	Четвертичная Неогеновая Палеогеновая	Квартер Неоген Палеоген	Q N Pg
Мезозойская	Меловая Юрская Триасовая	Мел Юра Триас	C J T
Палеозойская	Пермская Каменноугольная Девонская Силурийская Кембрийская	Пермь Карбон Девон Силур Кембрий	P C D S St
Протерозойская Архейская	Расчленение на системы имеет только местное значение		Prz A

¹ Время.² Слон.

Для обозначения ярусов и свит применяются или цифры, или буквы. Свиты обозначаются цифрой, поставленной справа от индекса вверху, т. е. над цифрой отдела, а буквы ставятся справа рядом с индексом (N_1^3 , N_1m).

При чтении индекса следует соблюдать определенный порядок — от более крупного подразделения последовательно к более мелкому. Так, например, индекс C_3^2 правильно будет читаться: це—три—два.

При составлении таблицы условных обозначений к карте необходимо разъяснить значение цветных или штриховых условных знаков, а также и буквенных или цифровых индексов. Важно отметить, что в тексте, поясняющем значение условных знаков, нельзя допускать сокращения слов.

Если в условных обозначениях объясняется знак более дробного, чем система, подразделения, это делается с такой же полнотой. Например, индекс N_1^3 записывается следующим образом: нижний неоген; мезотический ярус.

ПРИЧИНЫ ВЫХОДА ДРЕВНИХ СЛОЕВ НА ДНЕВНУЮ ПОВЕРХНОСТЬ

Процесс осадкообразования на земной поверхности идет непрерывно (хотя и не равномерно) и одновременно как в море, так и на поверхности суши. Кажется поэтому, что на дневной поверхности должны залегать лишь отложения современного или

непосредственно предшествовавшего (неогенового) периода, слон же, образовавшиеся в давно миновавшие периоды, должны залегать на большой глубине, под слоями последующих периодов.

Тем не менее даже при беглом обзоре геологической карты можно убедиться в значительной пестроте ее рисунка, зависящей от выходов на поверхность древних слоев, находящихся в настоящее время на одном гипсометрическом уровне с более молодыми.

Чем объясняется подобное явление? Причина его очень сложная. Происходит это под влиянием на земную кору внешних (экзогенных) и внутренних (эндогенных) процессов. Иначе говоря, выходы древних слоев на земную поверхность вызваны взаимодействием литосферы с внешними оболочками земной коры (с гидросферой и атмосферой), с одной стороны, и взаимодействием литосферы с внутренними частями Земли, с другой.

Все многообразие указываемых факторов можно свести к трем группам: 1) факторы денудации; 2) тектонические факторы и 3) совместное влияние факторов тектоники и денудации.

Под денудацией понимают обнажение земной коры, т. е. разрушение и снос залегающих у земной поверхности слоев горных пород, вследствие чего из-под этих слоев выступают слои более древние. Такими разрушителями или агентами денудации могут явиться: а) работа сосредоточенных потоков текущих вод — речных и овражных (эрозия); б) выпахающая деятельность больших масс льда — ледников (экзарация); в) плоскостной снос периодически текущими водами — ливневыми и тальными (абляция); г) подпильивающая деятельность больших масс воды, сосредоточенных во впадинах, — волноприбойные разрушения океанов, морей, озер (абразия); д) выдувание ветром (дефляция)¹ и т. д.

На геологической карте в большинстве случаев уже по форме рисунка можно узнать, какому из приведенных выше агентов обязан своим происхождением выход на дневную поверхность древнего горизонта. На рис. 67—70 приведены наиболее характерные формы выходов древних слоев, связанных с деятельностью того или другого агента.

При распыле земной поверхности рекой (оврагом) слон пород оказываются расположенными симметричными полосами; при этом наблюдается следующая закономерность: полоса наиболее древнего слоя проходит посередине русла реки (оврага), в наиболее низкой части рельефа, а по бокам от нее следуют полосы более молодых слоев. При таком взаимоотношении слоев

¹ Термины эрозия, абразия и дефляция широко применяются в современной геологической литературе. Термины экзарация и абляция, широко использованные видными русскими геологами (акад. А. П. Павловым и др.), в настоящее время применяются редко.

и рельефа древние слои будут казаться как бы зажатыми в щели или выходящими в окне (рис. 67). Подобные формы выходов древних слоев можно наблюдать в начальных стадиях процесса денудации отдельных участков страны. При процессе

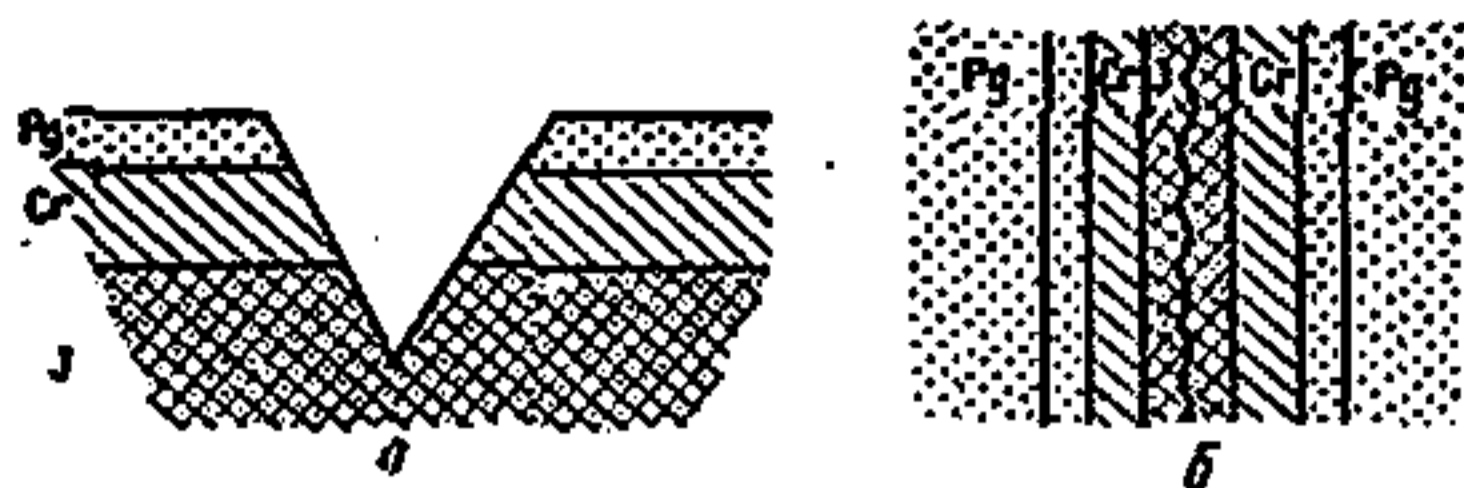


Рис. 67. Форма выхода слоев в результате эрозии
а—разрез; б—план

денудации в его зрелых стадиях формы выходов древних слоев будут иными. Совместное усилие эрозии и плоскостного сыва поведет к уничтожению верхних слоев на более широкой пло-

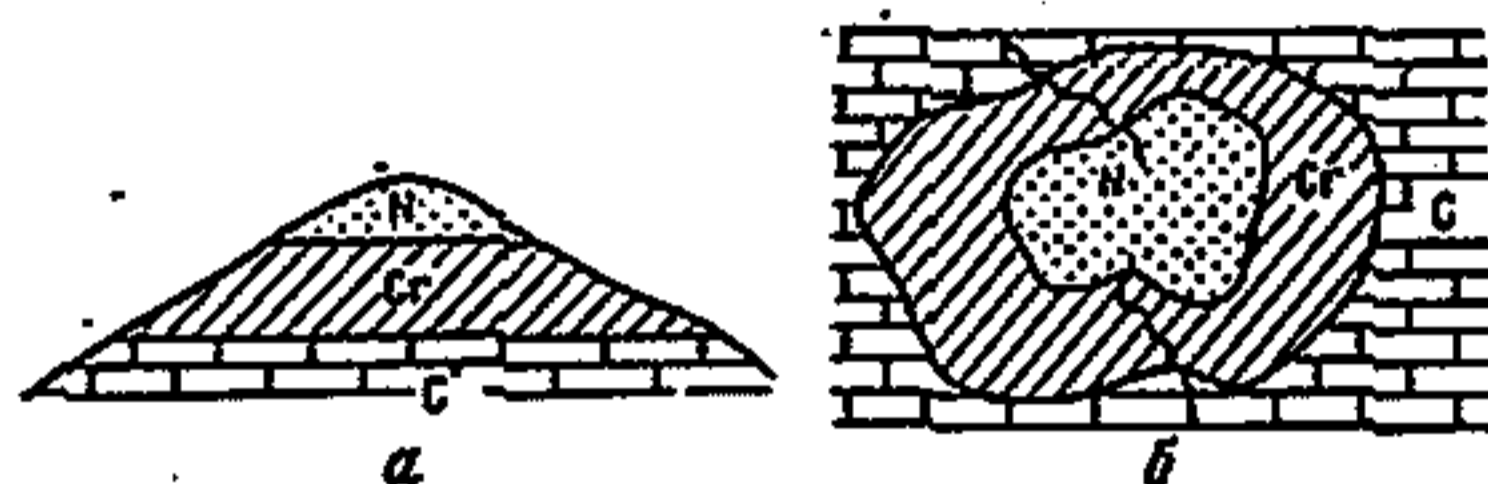


Рис. 68. Форма выхода слоев в результате плоскостного сыва и эрозии
а—разрез; б—план

щади, чем в первом случае. Верхние слои сносятся совершенно или сохраняются в наиболее высоких элементах рельефа (на водоразделах) в виде лоскутов или останцов (рис. 68).

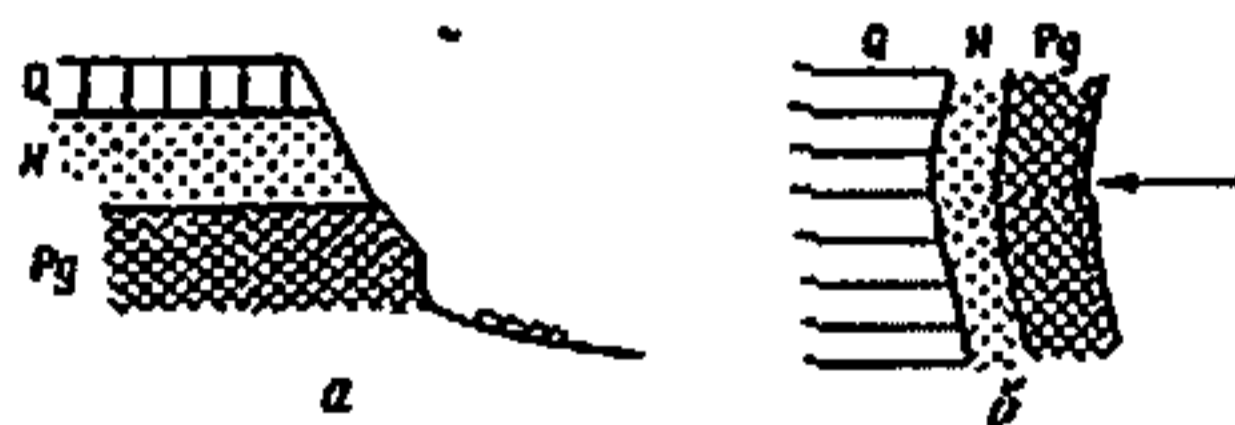


Рис. 69. Форма выхода слоев в результате абразии
а—разрез, б—план

Выходы на поверхность Земли древних слоев в результате морской абразии отобразятся на карте в виде полос, тянущихся параллельно пляжу. Эта форма выхода (рис. 69) напоминает несколько первую (рис. 67), но отличается от нее тем, что полосы более молодых слоев располагаются на широком простран-

стве лишь по одну сторону пляжа или концентрически огибают впадину (например, озеро).

В случае залегания на поверхности Земли рыхлых пород и при соответствующих климатических условиях ощутительные изменения в рисунке карты могут возникнуть в результате выдувания ветром. Ветром может быть выдута котловина, замкнутая со всех сторон, на дне которой мы увидим, как в окне, выход более древнего слоя (рис. 70).



Рис. 70. Форма выхода слоев в результате выдувания ветром
а—разрез; б—план

Приведенные примеры дают представление о тех основных формах обнажения слоев и усложнениях в рисунке геологической карты, которые вызываються только лишь процессами денудации без участия эндогенных сил.

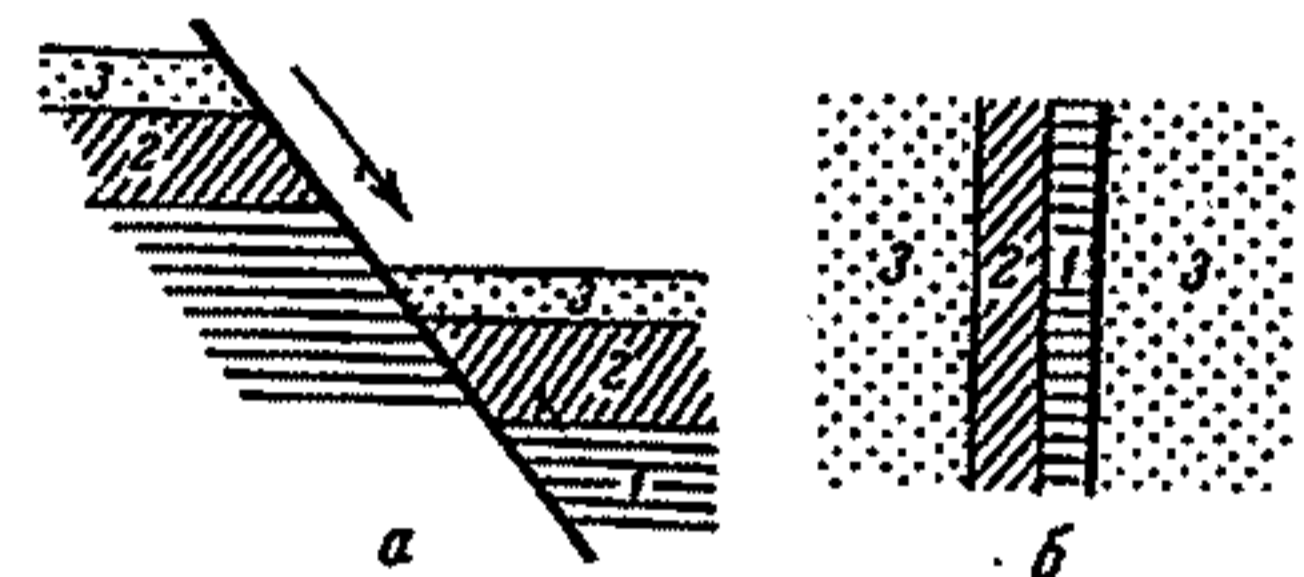


Рис. 71. Сброс в разрезе (а) и в плане (б)

Случаев выхода на поверхность слоев под влиянием только тектонических (эндогенных) процессов в чистом виде (без денудации) не так много.

Вследствие проявления тектонических сил во многих областях земной коры происходит нарушение залегания слоев, или их дислокация. При сильных и быстрых движениях эти нарушения резко отражаются и на форме рельефа.

Одним из примеров вывода на поверхность слоев под воздействием тектонических причин будет явление сброса (рис. 71).

Наиболее часты и значительны случаи вскрытия древних пластов совместным воздействием на них эндогенных и экзогенных процессов.

Схема этого процесса такова. Тектонические движения выводят слои из первоначально горизонтального залегания, при-

поднимают их,гибают в складки, которые первоначально отображаются в рельефе в виде неровностей рельефа. Однако довольно быстро положительные формы рельефа срезаются процессом денудации, и на поверхности появляются древние слои, залегающие в ядрах складок (поднятий).

Вертикальные движения обширных участков земной коры могут вызвать появление на широких пространствах земной поверхности слоев, образованных в предшествующие эпохи. Случаи, при которых более молодые слои не покрывают более древних, могут быть вызваны регрессивным залеганием слоев (рис. 72). Регрессия моря может возникнуть под влиянием раз-

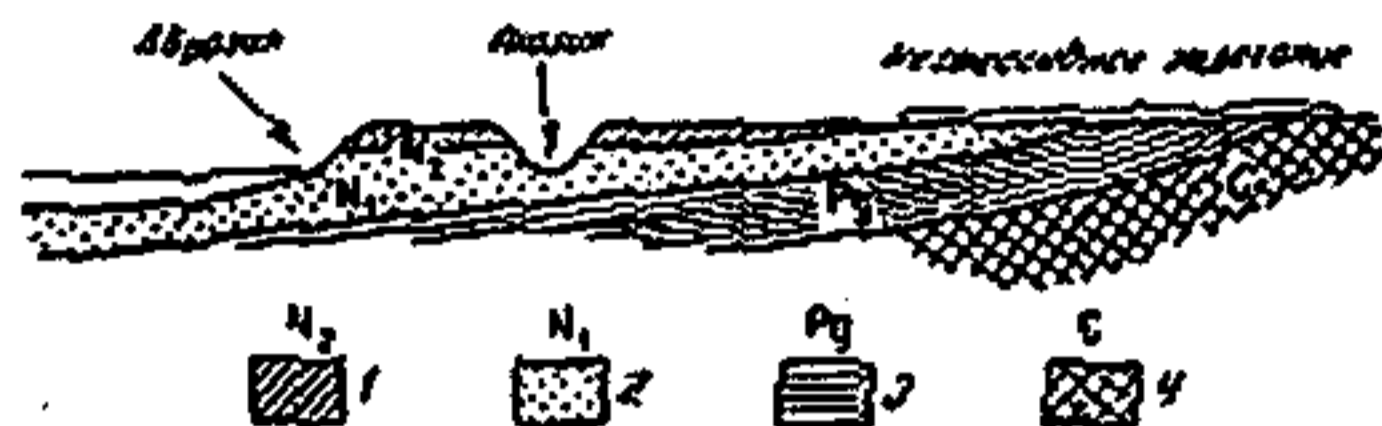


Рис. 72. Регрессивное залегание слоев в разрезе
1—планоцист; 2—миоцен; 3—палеоген; 4—карбон

личных причин: в некоторых случаях — экзогенных (усыхание моря, вызванное изменением климата и уменьшением влажности и притока вод с континентов), но более часто под воздействием тектонических движений (опускание дна моря или подъем побережья под влиянием вертикальных движений).

ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ

Причины и механизм возникновения нарушений в залегании слоев разбираются в теоретической части курса. В настоящем же пособии рассматривается только морфология этого явления или, иначе говоря, формы нарушенного залегания слоев. Все формы тектонических нарушений обычно делят на две группы: складчатые формы — волнообразные изгибы слоев без разрыва их сплошности и разрывные формы — с разрывом сплошности слоев.

Складки

Складки — волнообразные изгибы пластов горных пород, возникшие под воздействием различного рода тектонических движений как в слоистых осадочных свитах, так и в массивных толщах магматических образований. При этом, в зависимости от механических свойств подвергающихся смятию пластов, равно как и от направления и величины складкообразовательных сил, возникают складки различных форм и размеров и в различных сочетаниях, которые могут изменяться в чрезвычайно широких пределах.

Двойная складка

Наиболее типичной и простой формой складок является волнообразный изгиб слоев, состоящий из симметрично чередующихся выпуклых и вогнутых участков. Подобные участки всегда



Рис. 73. Двойная складка
I—антиклиналь; II—синклиналь

можно выделить в любой складчатой структуре. Выпуклый участок волны называют антиклиналью (антиклинальной складкой), а вогнутый — синклиналью (синклинальной складкой). Волну же в целом, состоящую из антиклинали и сопряженной с ней синклинали, называют двойной складкой.

Как видно на рис. 73, в размытом своде антиклинали, в ее ядре, всегда выходят более древние слои, в синклинали, наоборот, — более молодые слои.

Элементы складки

Выделяют следующие элементы в строении складки (рис. 74).

Крылья. Боковые части складки, в пределах которых слои имеют односторонний наклон, называют ее крыльями.

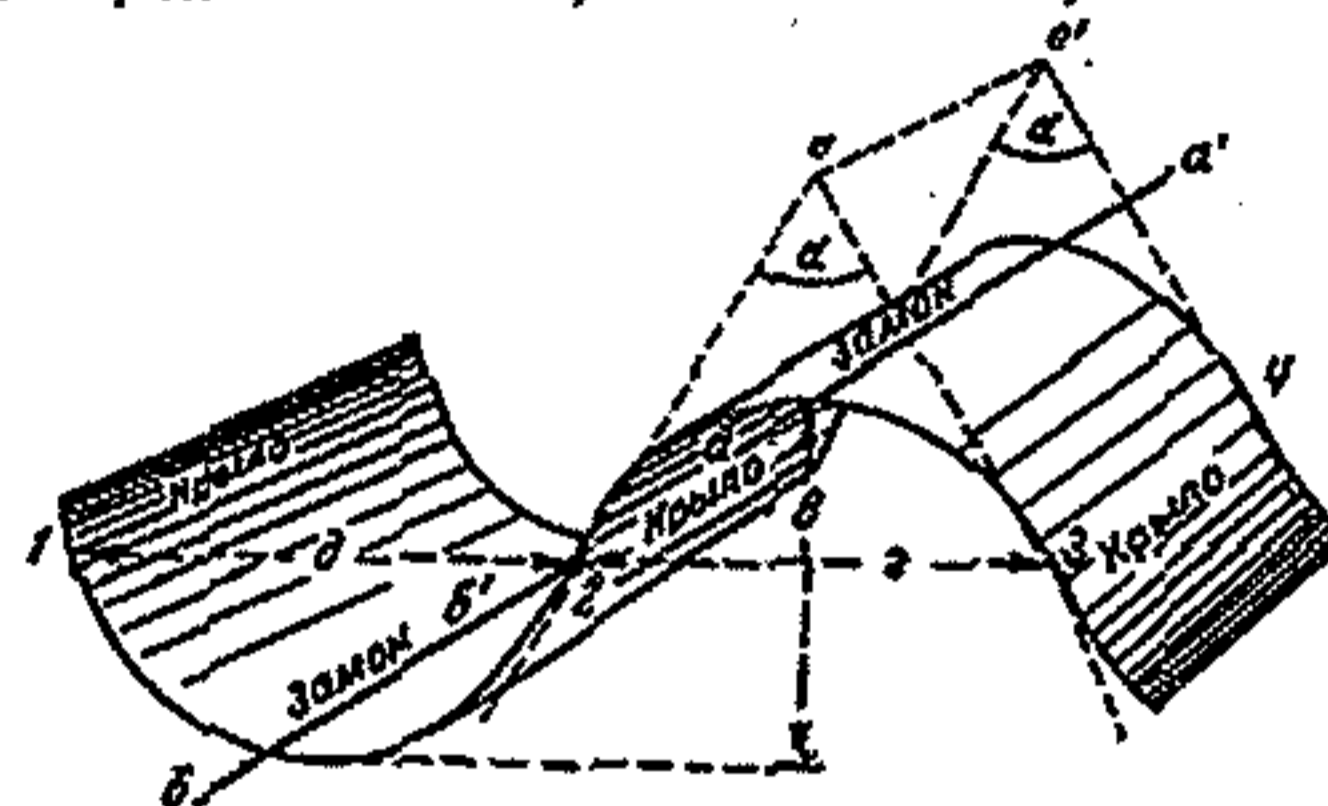


Рис. 74. Элементы складки
a—a'—шарнир антиклинали; б—б'—шарнир синклинали; в—высота складки; 1, 2, 3, 4—точки перегиба слоев на крыльях складки; г—ширина антиклинали; д—ширина синклинали; e—e'—теоретическая линия пересечения плоскостей, параллельных крыльям; α—угол складки

З а м о к. Зону смыкания крыльев в антиклинальной и синклинальной складках принято называть замком. Замок складки соответствует месту общего перегиба слоев в верхней части антиклинали или в нижней части синклинали (рис. 74). Хорошо развитыми замками обладают широкие сводообразные складки с пологим наклоном пластов (рис. 75). В этих случаях как замки, так и крылья могут характеризоваться вполне определен-

ной шириной (рис. 76, а и б). В острых, стрелчатых складках хорошо развиты крылья, а замки имеют вид узких и резко выраженных гребней, ширина которых обычно измеряется немногими дециметрами (рис. 76).

Уничтоженные эрозией замки складок называют сводами (рис. 77). Их обычно изображают на разрезах «воздушными» пунктирными линиями.

Размеры любой складки определяются величинами трех элементов: высоты, ширины и длины.

Высота складки определяется размером наибольшего вертикального перемещения слоев между замками антиклинали и сопряженной с ней синклинали (рис. 74, а). Термин высота удобно применять для характеристики размеров антиклинали,

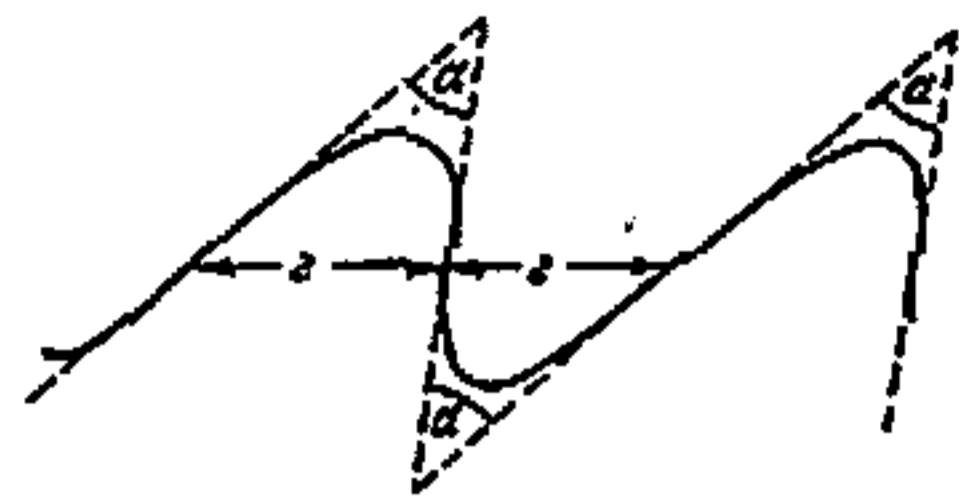


Рис. 75. Элементы складки
а—углы складки; z—ширина складки

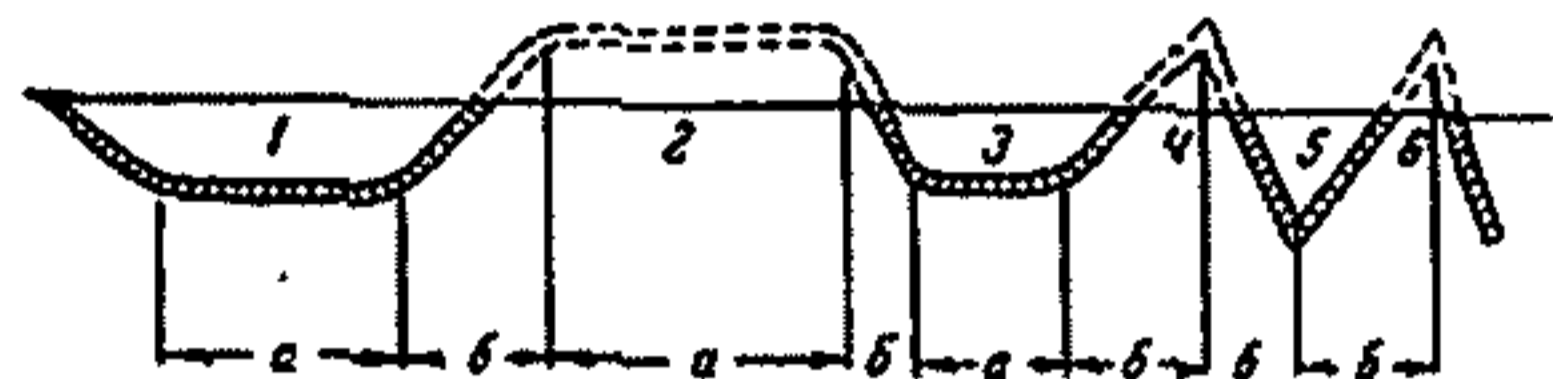


Рис. 76. Складки с уплощенными замками (1, 2, 3) и острые складки (4, 5, 6)
а—ширина замков складок; б—ширина крыльев

тогда как размеры синклинали определяются той же величиной, называемой в этом случае глубиной.

Ширина складки оценивается расстоянием между средними частями ее крыльев (рис. 74, z и d, рис. 75, z). В правильных синусоидальных складках средние части крыльев (точки 1, 2, 3, и 4 на рис. 74) обычно совпадают с участками наиболее крутого наклона пластов.



Рис. 77. Реконструкция сводов (1 и 2) двух размытых антиклинальных складок

Необходимо иметь в виду, что измерение высоты складки всегда должно производиться по одному и тому же слою, так как только в этом случае будут получены соизмеримые величины. Определение ширины складки имеет значение лишь для заданной глубины среза складки.

Угол складки образуется в продолженных до пересечения поверхностей ее крыльев (рис. 75, а). В острых складках, подобных складкам 4 и 6 на рис. 76, угол складки может быть непосредственно измерен в естественных обнажениях. В пологих складках он устанавливается путем геометрических построений на поперечных разрезах.

Шарнир складки. Линия, соединяющая точки перегиба пластов в замке складки, называется ее шарниром (а—а', б—б' на рис. 74)¹. Необходимо иметь в виду, что шарнир соединяет точки перегиба в пределах одного пласта. Поэтому в каждой складке можно провести столько шарниров, сколько участвует в ее строении пластов. Шарниры складки являются одним из ее наиболее важных элементов. Они определяют положение в пространстве различных по глубине участков ее замка.

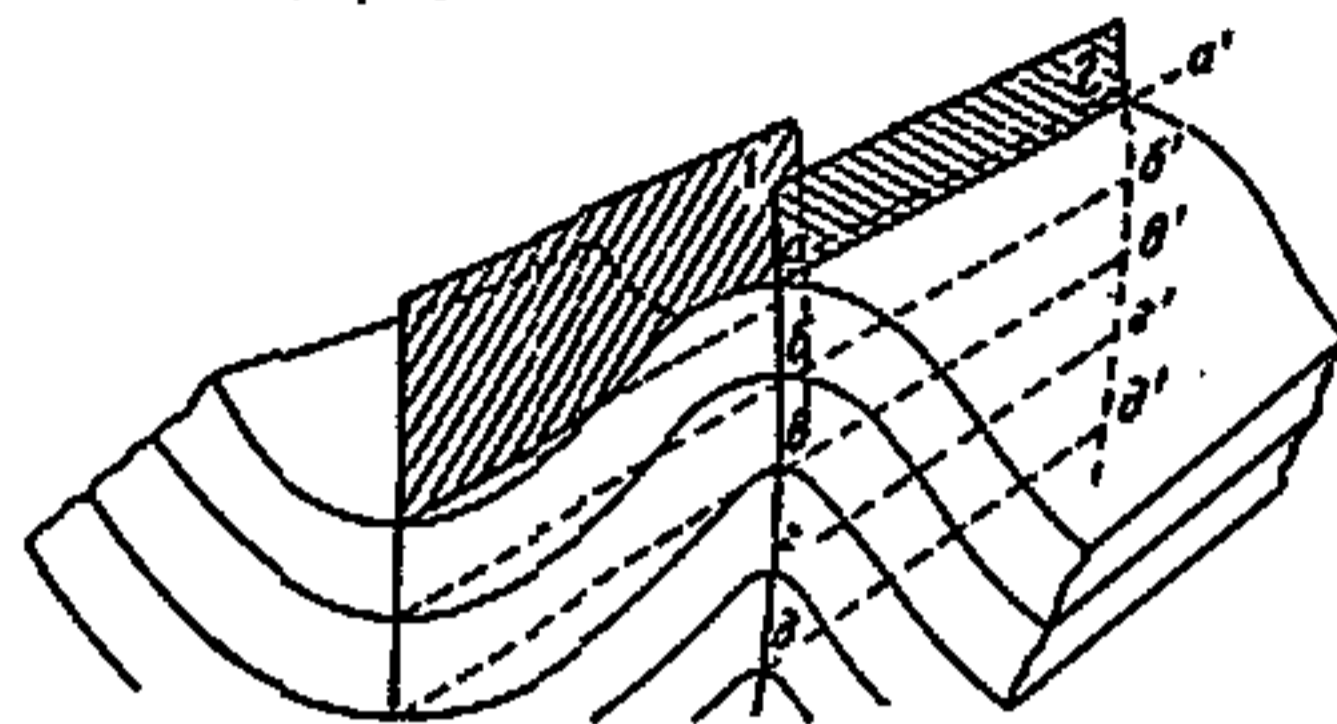


Рис. 78. Осевая поверхность в синклинали (1) и антиклинальной (2) складках. Линии а—а', б—б' и т. д.—шарниры по различным пластам в антиклинали

Каждый из шарниров представляет собой кривую линию: изгибаясь, они воздымаются или погружаются (в вертикальной плоскости) по мере поднятия или опускания замков складок. Кроме того, они могут изгибаться и в горизонтальной плоскости, повторяя изгиб складки в плане.

Осевая поверхность. Поверхность, проходящая через все шарниры складки и являющаяся, таким образом, их геометрическим местом, называется осевой (1—2 на рис. 78).

Замечательное свойство этой поверхности заключается в том, что в правильных складках она является поверхностью симметрии и делит их на две равные половины. Осевая поверхность

¹ В некоторых руководствах термину «шарнир» придается иное значение. Под ним иногда подразумевают теоретическую линию пересечения плоскостей, параллельных или лежащих в пределах крыльев складки (рис. 74, линия e—e'). Обычно эта линия не имеет сколько-нибудь определенного положения и смысла. Поэтому ее более рационально заменить вполне реальным элементом, определение положения в пространстве которого всегда имеет очень большое значение.

Часто линию, определяемую здесь термином «шарнир», называют также осью складки. В силу этого крайнее распространение получили выражения: «погружение оси», «воздымание оси», «ущупывающая ось» и др. Кажется бы, что термины «шарнир» и «ось» — синонимы. Однако это неверно, так как термин «ось складки» имеет иной и вполне самостоятельный смысл. Произвольное смешение этих терминов приводит к ошибкам и неточностям в описании складок.

своим положением в складке во многом определяет ее морфологию. Поэтому установление ее истинного положения имеет большое значение при описании складок.

Ось складки. Линию пересечения осевой поверхности с поверхностью Земли называют осью складки (1 и 2 на рис. 79).

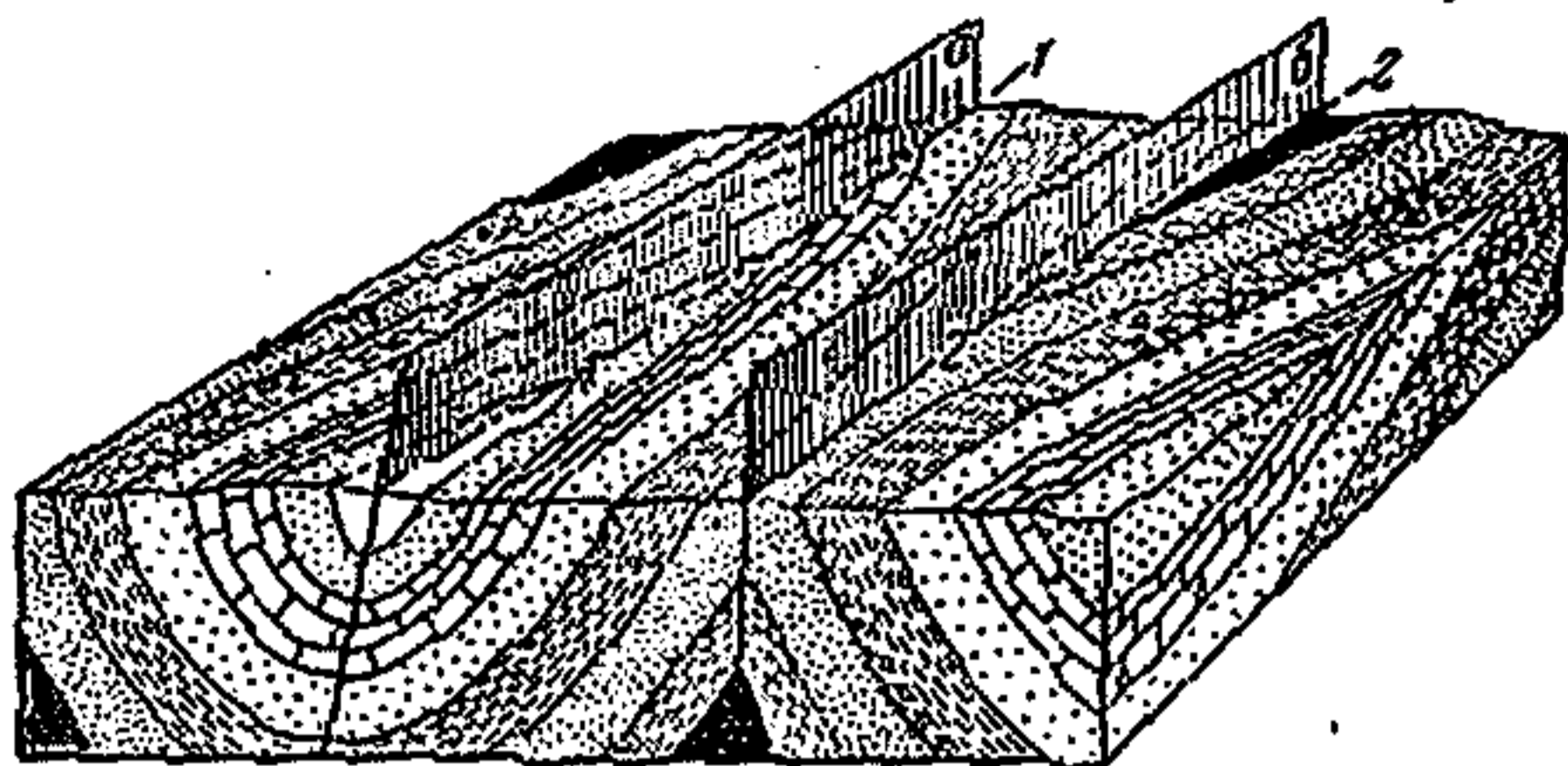


Рис. 79. Осевые поверхности и оси синклинали (а—поверхность, 1—1—ось) и антиклинали (б—поверхность, 2—2—ось)

Эта линия может быть точно нанесена на геологическую карту. В этом и заключается ее главное значение. На многих картах и тектонических схемах часто возникает необходимость изобразить положение в пространстве не только крупных, но и мелких складок. Это удобнее всего оказывается осуществить путем изображения на карте осей складок.

Классификация складок

В зависимости от положения осевой поверхности по отношению к горизонту складки могут быть: прямые, косые, опрокинутые, лежащие (рис. 80, а б, в, г).



Рис. 80. Типы складок, выделенные по отношению к горизонту осевой поверхности
а—прямая; б—косая; в—опрокинутая; г—лежащая

Складки могут быть настолько сжатыми, что их крылья станут параллельными и будут падать под одинаковым углом и в одну сторону (рис. 81). Такие складки называются **изоцинали**.

Среди дислокаций, не сопровождающихся разрывом слоев, может быть указана однокрылая складка, которую часто именуют **флексурой** (рис. 82, а). На перегибе слоев в этой складке

(смыкающем крыле) обычно наблюдается утонение слоев, как результат их растяжения (рис. 82, б).

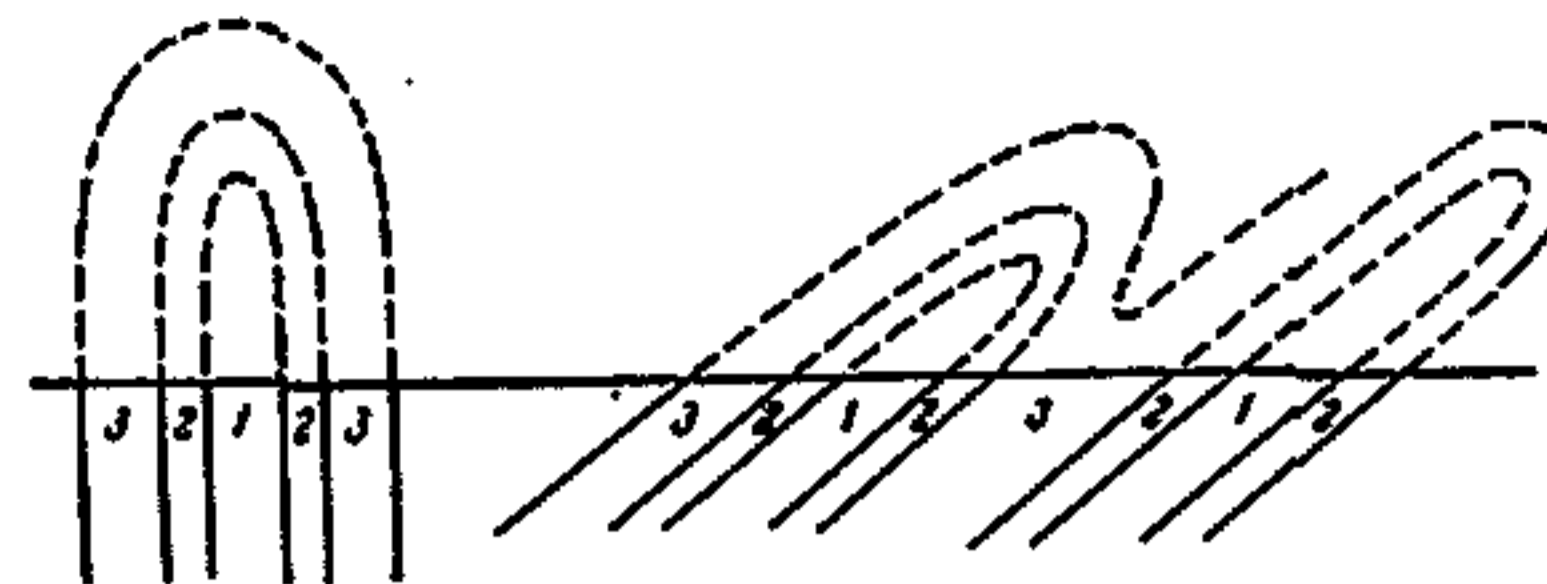


Рис. 81. Изоцинальные складки

Разрывные нарушения

В случаях, когда тектонические силы превзойдут силы сопротивления, происходит разрыв сплошности слоев и складчатая дислокация переходит в разрывную. Например, флексура может

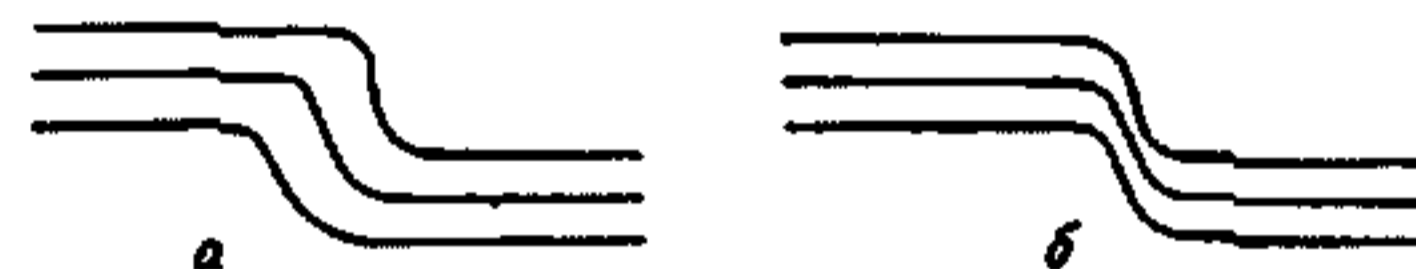


Рис. 82. Флексуры (а, б). Утонение слоев на изгибе от растяжения (б)

перейти в сброс (см. рис. 71), складки различной формы — в надвиг (рис. 83).

Нередко разрывы сплошности пластов происходят по поверхностям, расположенным рядом, почти параллельно. Таким образом, одни участки земной коры могут быть опущенными, а другие поднятыми относительно смежных. Такие тектонические структуры называют соответственно **грабнями** и **горстами** (рис. 84).

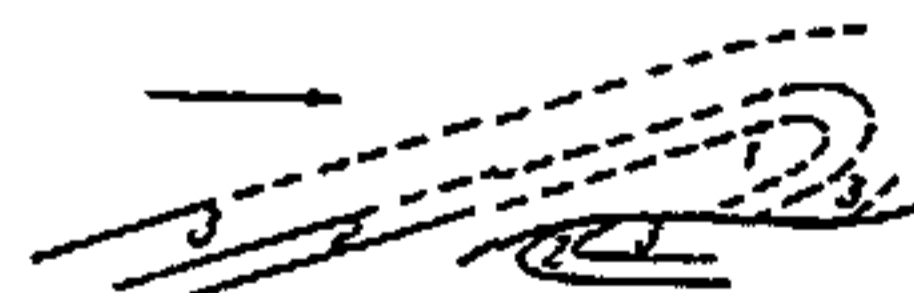


Рис. 83. Надвиг

Серия параллельных сбросовых трещин может повести к вертикальному смещению земной коры по нисходящим ступеням. В данном случае мы будем иметь структуру **ступенчатых сбросов** (рис. 85).

На рис. 71, 84 и 85 изображены разрывные дислокации, для анализа которых существенное значение имеет определение

амплитуды (величины) вертикального смещения слоев. Измерение этой величины производится по вертикальному расстоянию между смещенными частями пласта (см. рис. 85, линия а—б).

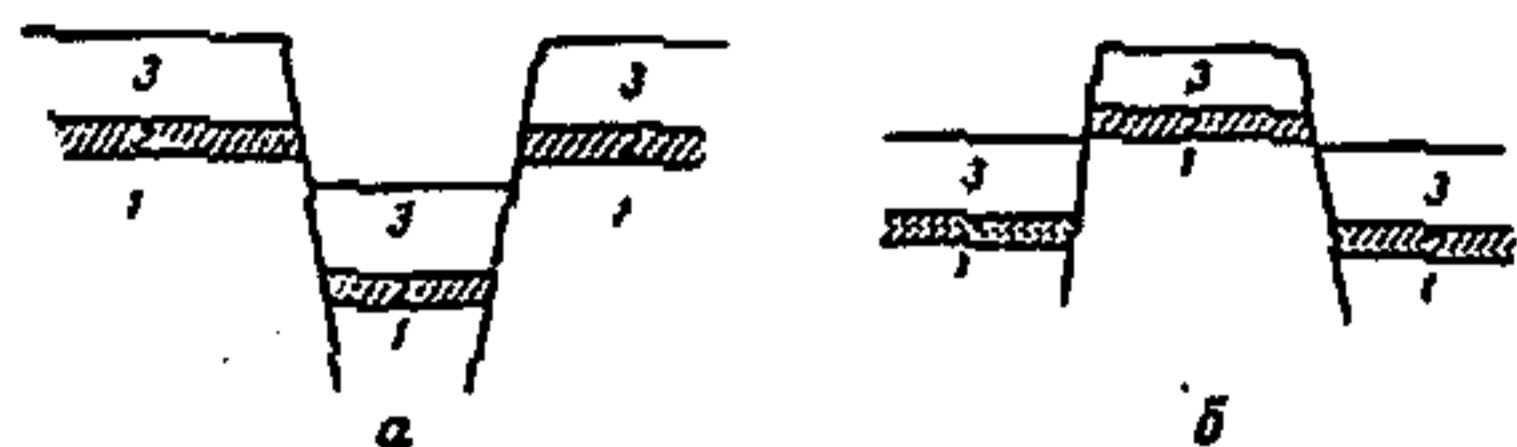


Рис. 84. Грабен (а) и горст (б)

ИЗУЧЕНИЕ СКЛАДОК В ПЛАНЕ

Складки уже с самого своего возникновения подвергаются воздействию денудационных процессов. Поэтому в природе мы чаще видим размытые складки. Рисунок геологической карты дислоцированных и подвергшихся денудационному срезу районов выглядит очень пестро. Преобладающей формой на такой карте будет полосчатость — то параллельная и прямая, то параллельно-концентричная, то с расширяющимися и сужающимися полосами.

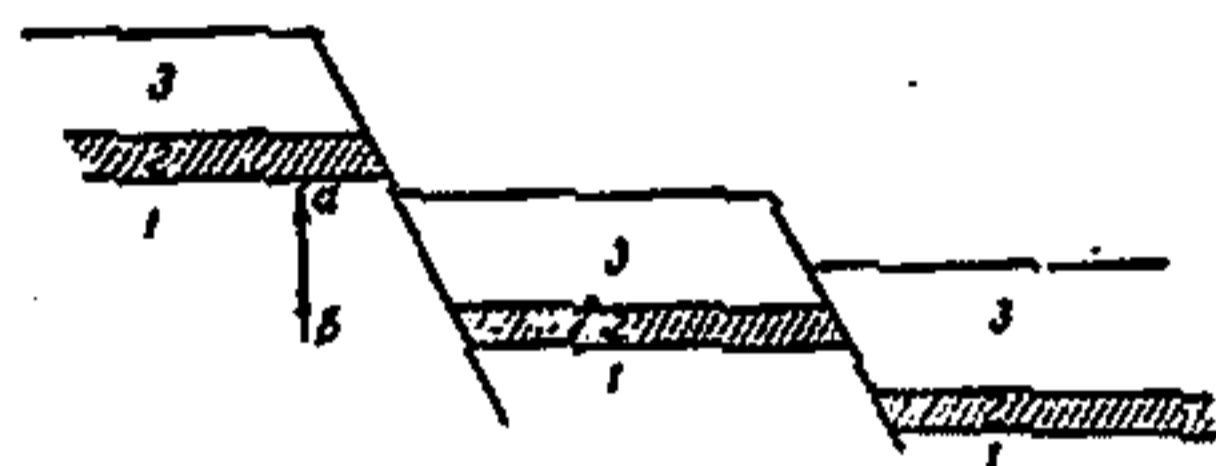


Рис. 85. Ступенчатые сбросы

Разберемся последовательно в причинах возникновения указанного разнообразия в рисунке карты.

Представление о той картине, которая получится при срезании горизонтальной поверхности прямых складок, дает рис. 86.



Рис. 86. Горизонтальный срез и профиль прямых складок

Чертеж сделан в двух плоскостях и является примером блок-диаграммы. Горизонтальная линия а—б разделяет две плоскости: внизу от нее мы видим вертикальный разрез складок, сверху — горизонтальный, данный в перспективе. Полосы в горизонтальной плоскости, собственно и представляющей геологическую карту, параллельны между собою. Номера слоев обозначают их возраст.

Единица соответствует наиболее древнему слою. Линии а—б и д—е являются осями складок. При сочетании вертикального и горизонтального разрезов в одном рисунке не трудно указать расположение осей антиклиналей и синклиналей, так как читать геологическую карту здесь помогает вертикальный разрез (геологический профиль).

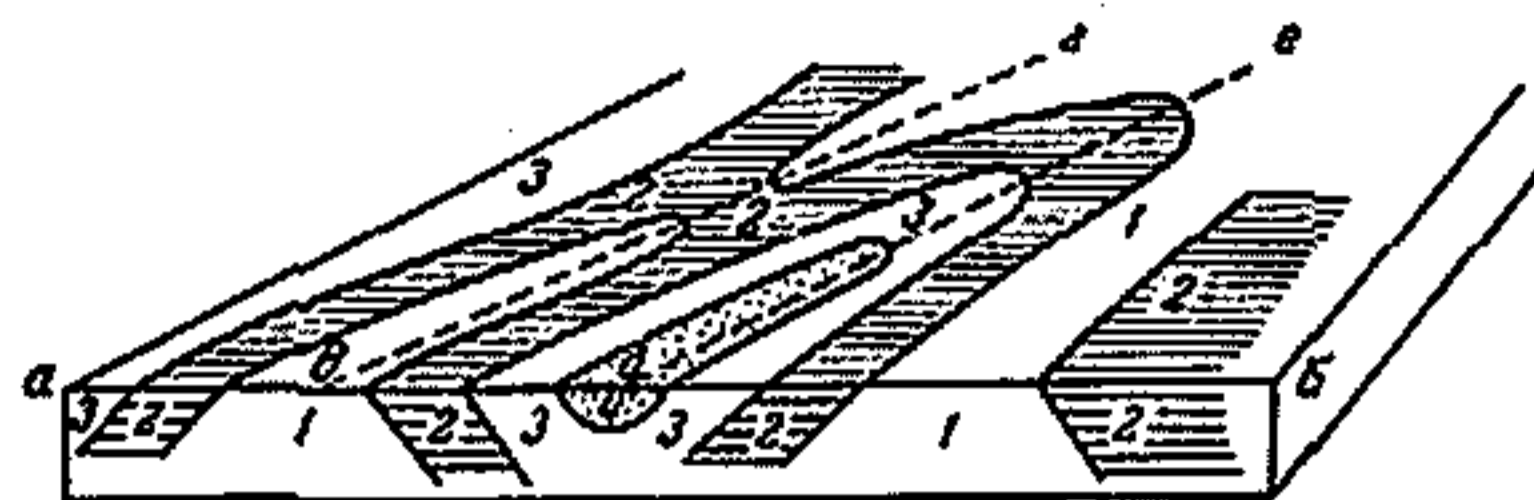


Рис. 87. Горизонтальный срез и профиль складок с ундулирующими шарнирами

Закройте профиль и приглядитесь к рисунку карты. Первоначально внимание рассеивается вследствие однообразной полосчатости, но, присмотревшись к цифрам, обозначающим возраст слоев, легко убедиться, что в их расположении наблюдается определенная закономерность. По обе стороны от цифры 1 на линии а—б цифры симметрично возрастают, а от цифры 5 на линии д—е — последовательно убывают.

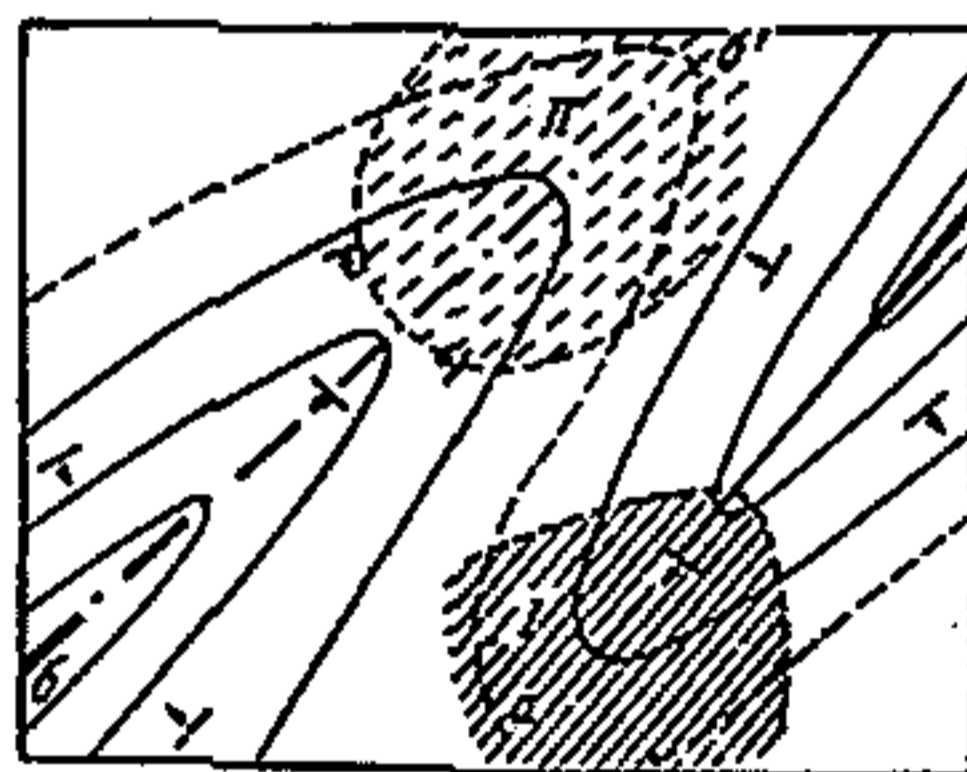


Рис. 88. Окончания складок
I — периклиальное окончание антиклинали;
II — центриклинальное окончание синклинали

Открыв профиль, видим, что линия а—б обозначает ось антиклинали, а линия д—е — ось синклинали.

Из этого наблюдения вытекает общий вывод, который в дальнейшем и следует использовать при чтении геологических карт: если вдоль оси складки расположен наиболее древний слой, то мы имеем случай выхода на земную поверхность размытой антиклинали; при обратном явлении, т. е. при расположении вдоль оси складки наиболее молодого слоя, мы будем иметь случай синклинали.

Более сложная картина наблюдается при срезании горизонтальной поверхностью складок, шарниры которых то погружаются; то воздымаются, или, как говорят, ундулируют (рис. 87 и др.). В таких случаях в местах погружения складок — их периклиальных или центриклинальных окончаниях — происходит концентрическое замыкание слоев. Периклиальным за-

мыканием антиклинальной складки называют зону смыкания ее крыльев в месте погружения шарнира. Такую же зону смыкания крыльев синклиальной складки называют центриклиальным замыканием (рис. 88).

СКЛАДКИ, НАРУШЕННЫЕ РАЗРЫВНЫМИ ДИСЛОКАЦИЯМИ

Значительно усложняется рисунок геологической карты при сочетании складчатых и разрывных форм нарушения. Наиболее типичные случаи этих сочетаний даны на рис. 89—92.

На рис. 89 изображена антиклиналь, разбитая сбросом, поперечным к оси складки. Как определить, какое крыло сброса опущено — правое или левое?

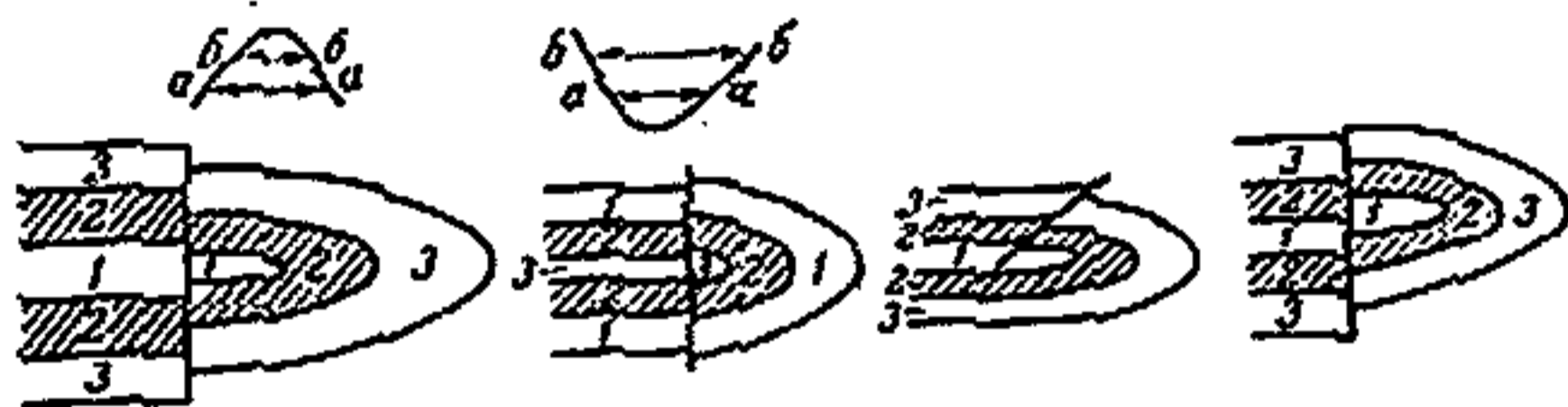


Рис. 89. Разбитая сбросом антиклиналь с опущенной периклиальной частью

Рис. 90. Синклиналь с опущенной по сбросу центриклиальной частью

Рис. 91. Антиклиналь с разорванным сбросом северным крылом

Рис. 92. Нарушенная сдвигом антиклиналь

Обратим внимание на верхнюю часть рисунка. Это схема антиклиннали. Линия *a—a* измеряет величину раствора крыльев на данном уровне сечения. Если сделать сечение выше, по линии *б—б*, то раствор крыльев в антиклиннали будет меньше.

Нижняя часть рисунка передает изображение в плане антиклиннали, разбитой сбросом и срезанной горизонтальной поверхностью. Легко понять, что в правом крыле сброса срез расположен ближе к своду антиклиннали (раствор крыльев меньше), что возможно только при опускании этого крыла сброса.

На рис. 90 изображена синклиналь с опущенным по сбросу правым крылом. В этом случае молодые слои правого (опущенного) крыла соприкасаются по сбросу с более древними слоями левого (поднятого) крыла.

На рис. 91 изображена антиклиналь, северное крыло которой разорвано сбросом. Вправо от линии сброса раствор крыльев уменьшился; следовательно, сброшена правая часть антиклиннали.

Из изложенного можно сделать следующий вывод: для того чтобы определить относительное направление смещения слоев в складке, разбитой сбросом, необходимо сначала определить форму этой складки (антиклиналь это или синклиналь), затем следить за изменением раствора крыльев складки: у антиклина-

ли в сброшенной части раствор крыльев уменьшается, у синклиннали же, наоборот, увеличивается.

Для этой же цели необходимо также использовать ранее приведенное правило определения смещенного крыла сброса в горизонтально лежащих слоях, а именно

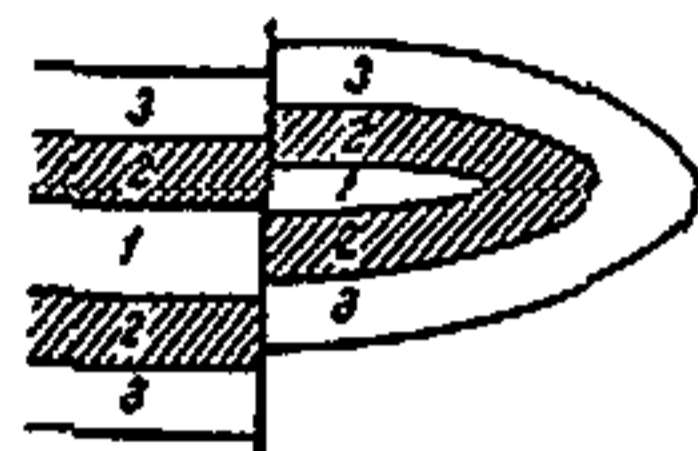


Рис. 93. Сбросо-сдвиг периклиального окончания антиклиннали

в сброшенном (опущенном) крыле более молодые слои будут лежать на одном уровне с более древними слоями поднятого крыла.

Обратимся снова к рис. 89. В правом крыле сброса третий пласт лежит на одном уровне с третьим и вторым пластами поднятого левого крыла, второй же пласт сброшенного крыла приведен на один уровень с первым пластом поднятого крыла.

На рис. 92 изображено горизонтальное перемещение слоев при сдвиге. Здесь все слои в правой части рисунка (план) являются перемещенными вверх. Изменений ширины выхода слоев не произошло.

Наконец, случай движения по диагонали при сбросо-сдвиге показан на рис. 93. Правая часть рисунка изображает как горизонтальное смещение слоев, так и вертикальное (уменьшение раствора слоев в антиклиннали). Правая часть складки смещена к северу и вниз.

ЭЛЕМЕНТЫ ЗАЛЕГАНИЯ ПЛАСТОВ

Для точной характеристики геологической структуры необходимо иметь представление о положении в пространстве пластов, образующих эту структуру, т. е. данные о простирании и падении пластов.

Простирание пласта определяется ориентировкой линией простирания, под которой понимают любую горизонтальную линию, лежащую в плоскости пласта (рис. 94). Угол между линией простирания и меридианом, называемый азимутом простирания, определяет ее положение в пространстве.

Падение пласта складывается из двух элементов: направления падения и угла падения. Направление падения пласта ориентировано перпендикулярно к простиранию пласта, в сторону наклона пласта (рис. 94, линия *в—г*). Это будет линия, лежащая в плоскости пласта, перпендикулярная к линии простирания и направленная в сторону наклона пласта. Можно представить себе другую линию, лежащую в плоскости

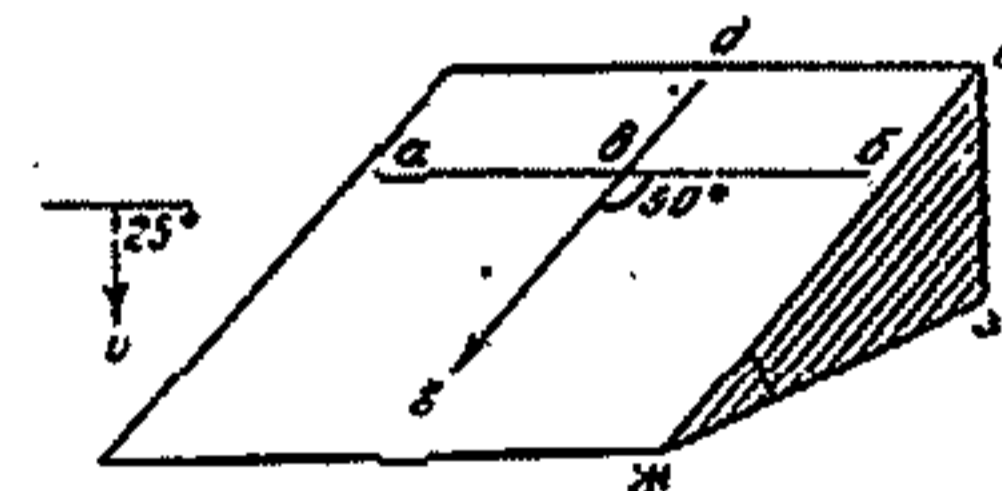


Рис. 94. Элементы залегания пластов

пласта и перпендикулярную к линии простирания, но направленную в сторону, обратную линии падения, — линию восстания пласта (рис. 94, в—д).

Направление линии падения определяется азимутом падения — т. е. углом между проекцией линии падения на горизонтальную плоскость и меридианом местности.

Угол падения пласта определяется углом между линией падения и ее проекцией на горизонтальную плоскость (рис. 94, угол ежз).

На геологической карте простирание, направление падения и угол падения изображаются определенным знаком (рис. 94, и).

Исходя из перпендикулярности линий простирания и падения, можно, определив направление падения, вычислить и простирание пласта. Практически обычно так и поступают: к величине азимута падения прибавляют 90° или столько же вычитают.

Нельзя рассчитывать проделать обратную операцию: из простирания получить направление падения. Если для простирания безразлично, по какому концу линии мы будем его ориентировать, то разница в азимуте на 180° не изменяет положения в пространстве линии простирания. Для направления падения это совершенно не безразлично. Ошибиться на 180° здесь недопустимо, так как это будет уже не направление падения пласта, а направление его восстания.

ГОРНЫЙ КОМПАС

При составлении геологической карты любого масштаба, так же как и нормальных стратиграфических разрезов, необходимо точно знать элементы залегания изучаемых пород. При геологической съемке элементы залегания (угол падения и азимут падения) замеряются чрезвычайно простым и портативным прибором — горным компасом.

Горный компас состоит из двух основных составных частей: магнитной стрелки и лимба. Магнитная стрелка компаса (рис. 95) представляет собой тонкую стальную пластинку, заостренную на концах и намагниченную. Северный конец пластинки всегда зачернен, а на южной половине в некоторых системах компаса помещен передвижной грузик, позволяющий регулировать место центра тяжести стрелки. В центре стрелки находится небольшое отверстие, в котором в особой оправе (а) укреплен твердый минерал, например рубин (б).

Стрелка ложится этим минералом на подставную иглу (рис. 96, в). Хорошо намагниченная и правильно отрегулированная стрелка быстро принимает неподвижное положение, обращаясь северным концом к северному магнитному полюсу. Подставная игла, на которой лежит магнитная стрелка, изготавливается из твердого металла и имеет тонкий, заостренный конец. Под стрелкой на иглу надевается просторное кольцо, укрепленное на конце рычага (рис. 96, г), которым можно поднимать магнитную

стрелку с подставной иглы и закреплять ее в «мертвом» положении так, чтобы конец иглы не изнашивался. Благодаря этому рычагу стрелка ставится в рабочее положение только на время, которое нужно для измерения азимута.

Подставная игла и рычаг для поднятия магнитной стрелки укрепляются на металлической пластинке¹ шириной 7—8 см и дли-

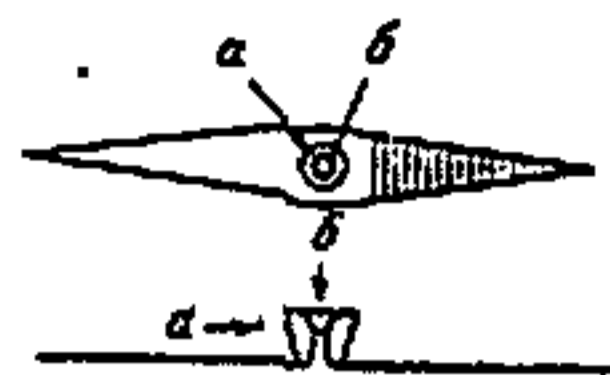


Рис. 95. Магнитная стрелка компаса



Рис. 96. Рычаг, закрепляющий стрелку в «мертвом» положении

ной 9—11 см. Подставная игла укрепляется посредством особого винта точно в центре пластинки (рис. 97).

К указанной пластинке на винтах прикреплены круглая массивная металлическая оправка, в которую вставлено стекло. В этой оправке и находятся

все части горного компаса. Она предохраняет внутренние части компаса от пыли и песка.

Внутри оправы укреплен лимб, представляющий собой металлическое кольцо, на котором нанесены градусы. Лимб находится на высоте магнитной стрелки, когда она становится в «рабочее» положение. Диаметр внутреннего отверстия лимба на 0,5 мм больше длины магнитной стрелки, что, с одной стороны, вполне гарантирует ее от соприкосновения с краями лимба, а с другой стороны — позволяет брать достаточно точные отсчеты.

Отсчеты делаются по северному концу стрелки. Лимб разделен на 360 градусов. В горном компасе, в отличие от обыкновенного, градусы нанесены против часовой стрелки. При этом цифры 0 и 180 стоят на прямой линии, проходящей через основание подставной иглы и параллельной длинным сторонам пластинки, на которой укреплен компас. Градуировка лимба произведена через один градус, а цифры на нем нанесены через десять градусов². На пластинке с внутренней стороны лимба буквами

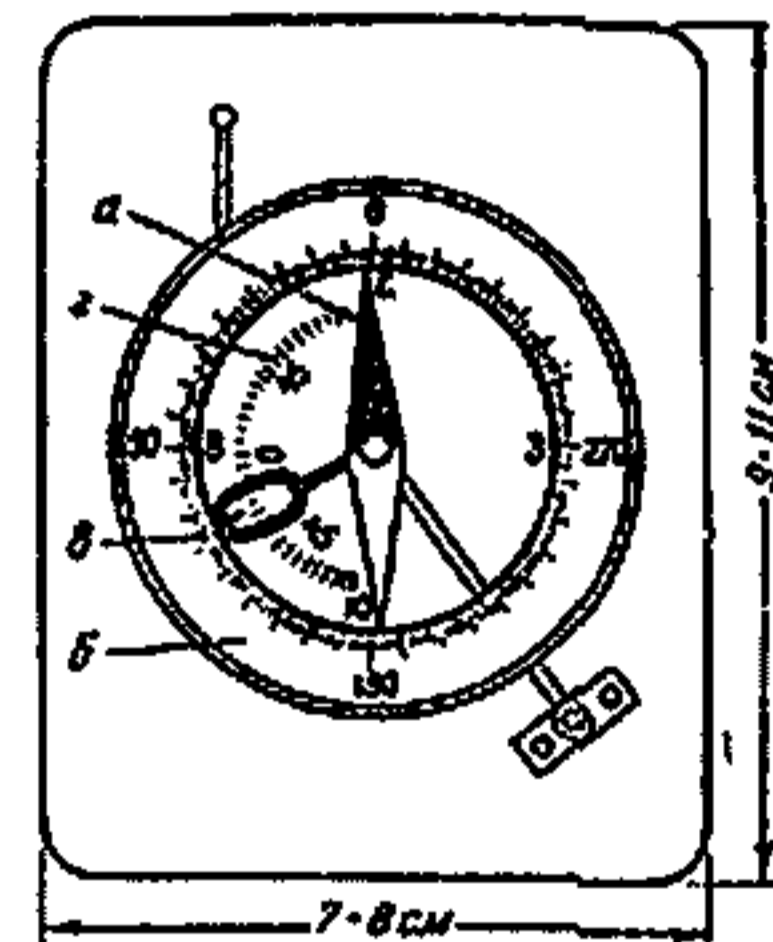


Рис. 97. Горный компас (вид сверху)
а—магнитная стрелка; б—лимб; в—градуировка на лимбе; г—градуированные значения углов падения

¹ Необходимо указать, что все части компаса, кроме стрелки, изготавливаются из немагнитных металлов — алюминия, латуни или бронзы.

² В горных компасах, изготовлявшихся в XIX в., лимб делился на 24 часа, причем час соответствовал 15 градусам.

обозначены страны света: против нуля — С, против 90° — В, против 180° — Ю и против 270° — З. Таким образом, В и З оказываются расположенными в горном компасе обратно, чем в действительности.

Градуировка лимба против часовой стрелки и соответственная перестановка стран света сделаны из соображений ускорения и упрощения производства замеров. Любое заданное направление обычным компасом определяется при совмещении севера лимба с северным концом магнитной стрелки. Горный же компас, как это будет видно из дальнейшего изложения, помогает непосредственно определить направление линии, с которой при измерениях совмещается одна из длинных сторон пластинки компаса. Таким образом, здесь с линией СЮ совмещается не меридиан, а любая другая линия, направление которой с помощью магнитной стрелки требуется определить. Поясним примером.

Допустим, что направление линии, которую мы должны определить, СВ 45°. В нашем распоряжении компас, в котором градуировка лимба идет по часовой стрелке. Совмещаем С лимба с северным концом стрелки (рис. 98а). Видим, что действительно определяемая линия проходит через первую четверть лимба (румб СВ). Поворачиваем компас вправо, до совмещения его длинной стороны с определяемой линией (рис. 98б); северный конец стрелки располагается в четвертой четверти (румб СЗ), при отсчете это составляет СЗ 315°, что явно уже не соответствует истине.

Приложим к линии того же направления компас, лимб которого градуирован против часовой стрелки (рис. 98в). Отсчет составляет СВ 45°, что точно соответствует заданному условию. Подобный правильный результат отсчета мы будем получать теперь при любом другом направлении линии.

Из этого примера следует основное правило пользования горным компасом. При производстве замера азимута совмещают длинную сторону пластинки компаса (т. е. его линию СЮ) с направлением измеряемой линии и непосредственно читают на лимбе отсчет по северному концу магнитной стрелки компаса; в результате получают величину угла между магнитным меридианом и направлением измеряемой линии, т. е. ее азимут.

Этот азимут является магнитным и часто значительно отличается от истинного (географического). Известно, что направле-

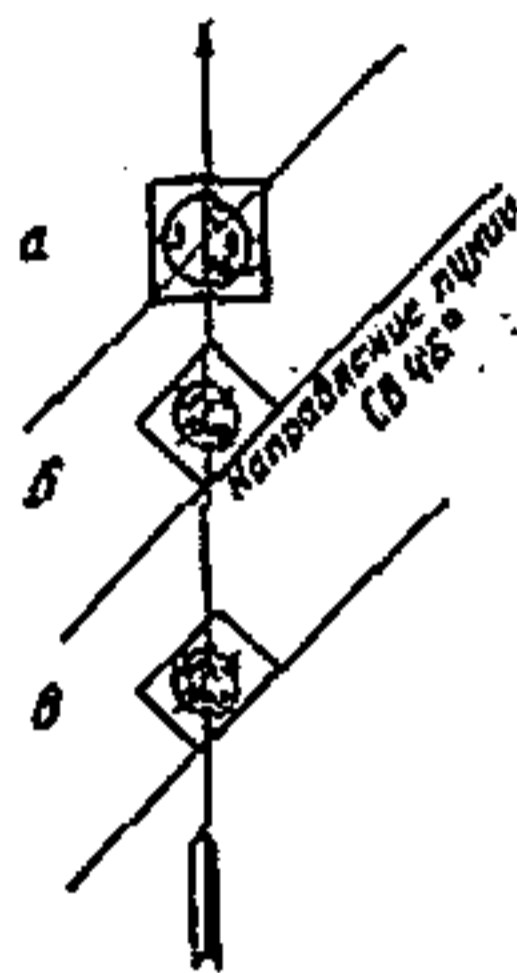


Рис. 98. Замер азимута компасом при ориентировке делений лимба: а и б — по часовой стрелке; в — против часовой стрелки

ние магнитной стрелки в различных частях земного шара по-разному отклоняется от направления географического меридиана в силу несовпадения магнитного и географического полюсов. Это отклонение называется магнитным склонением и определяется углом между обоими меридианами. Очевидно, что при измерениях элементов залегания

пластов следует вводить поправку на склонение. Для каждой части земного шара величина магнитного склонения периодически вычисляется, публикуется в специальных таблицах и указывается на детальных картах. Склонение магнитной стрелки бывает восточным и западным, и величина его колеблется от незначительных долей градуса до 10—12°. Введение поправок производится по следующему правилу: величина восточного склонения прибавляется к величине произведенного замера, а западного — вычитается из нее. Покажем это на примере.

Склонение β — В 10°. Произведенный замер a — СВ 20°. Истинный азимут $\gamma = \beta + a = 10^\circ + 20^\circ = \text{СВ } 30^\circ$ (рис. 99,а).

Склонение β — З 15°. Произведенный замер a — ЮВ 130°. Истинный азимут $\gamma = a - \beta = 130^\circ - 15^\circ = \text{ЮВ } 115^\circ$ (рис. 99,б).

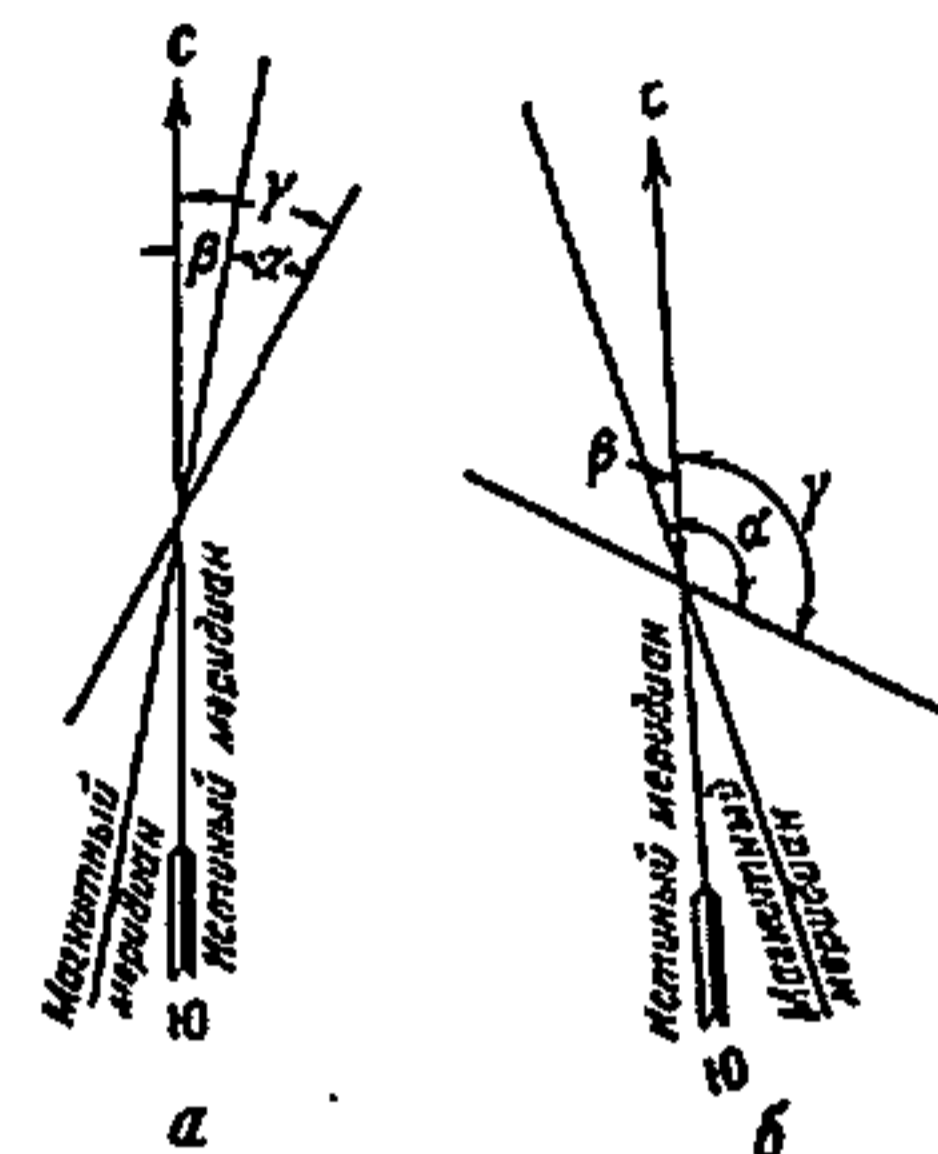


Рис. 99. Схема вычисления угла склонения а — случай восточного склонения, б — случай западного склонения

Измерение угла падения

Горный компас служит также и для определения угла наклона (падения) пласта. Для этой цели на подставную иглу магнитной стрелки под кольцом, поднимающим магнитную стрелку, надет клинометр — небольшой и очень подвижный отвес (см. рис. 97,в). В нижней расширенной части отвеса прорезано окошечко, в нижнем краю которого выступает короткий заостренный зубец, расположенный точно на оси клинометра. На пластинке компаса выгравированы градусные деления, которые приходятся на окошечко клинометра. Начало счета делений (нуль) приходится против восточной стороны лимба, а концы (90°) — против С и Ю лимба. Таким образом, горизонтальное положение пласта соответствует горизонтальному положению длинной стенки компаса. В этом случае зубец отвеса должен находиться против нуля шкалы. Точность замера угла падения компасом, снабженным обыкновенным клинометром, колеблется от 1 до 2°.

На поверхности пласта, элементы залегания которого предстоит измерить, прежде всего необходимо выбрать наиболее гладкую площадку, совпадающую со слоистостью. В случае отсутствия такой площадки или невозможности ее расчистить с помощью геологического молотка, к пласту прикладывают полевую книжку, так чтобы поверхность последней была параллельна поверхности пласта.

Вначале обычно определяют значение угла падения. Для этого отыскивают линию падения пласта, скатывая по площадке песчинку, горошину или дробинку, путь которой прочерчивается на пласте карандашом. К прочерченной линии падения прикладывают горный компас длинной стороной пластинки при вертикальном ее положении и с помощью клинометра определяют угол падения.

При небольших значениях угла падения ($2-5^\circ$) и отсутствии под рукой дробинки линию падения отыскивают постепенным передвижением компаса, поставленного на ребро. Линия падения на пласте будет отвечать такому положению компаса, при котором его отвес укажет максимальный угол падения.

Определив угол падения, следует перейти к определению азимута падения. Для этого в описываемом простейшем случае компас кладут на поверхность пласта в таком положении, чтобы северный лимб был направлен по падению, а линия падения и длинная стенка компаса были совмещены. Затем приподнимают «северную часть» компаса до горизонтального положения, отпускают зажим магнитной стрелки и, после того как вращательное движение стрелки прекращается, делают отсчет на лимбе по ее северному (зачерненному) концу.

Рекомендуется следующий порядок записи производных замеров: сначала записывается азимут падения в значениях румба и градусов, а затем величина угла падения. Например: падение ЮВ 135° , $\angle 17^\circ$. Никогда не следует пренебрегать буквенными обозначениями румба, так как они помогают при камеральной обработке материалов.

Точность определения элементов залегания может быть увеличена многократными замерами в различных частях изучаемого выхода пласта.

При замере азимута падения всегда нужно держать компас северной стороной по падению пласта. В случае же необходимости приложить компас к пласту северным концом не по падению пласта, а по восстанию пласта, отсчет на лимбе следует брать по южному концу магнитной стрелки. Это правило вытекает из основного принципа градуировки лимба компаса.

При замере азимута падения нет надобности производить измерение азимута простирания пласта, так как эти азимуты, естественно, отличаются один от другого на 90° . Однако

иногда приходится измерять простирание при неясности направления и угла падения. Такие случаи очень часто встречаются в сложно дислоцированных и в то же время недостаточно обнаженных районах. Установив наличие вытянутой грядки или линейно вытянутых глыб, проектирующих выход пласта на дневную поверхность, измерение производят, став на одном конце линии пласта и визируя на какую-либо удаленную точку противоположного ее конца. В этом случае держат компас севером от себя, совместив длинную грань коробки компаса с визируемой линией, а отсчет также берут по северному концу магнитной стрелки. После замера простирания пласта определяют, в какую сторону он наклонен, с точностью до румба. Запись элементов залегания в таком случае выглядит следующим образом: простирание СВ 40° , падение ЮВ.

ПОНЯТИЕ О МОЩНОСТИ ПЛАСТА

Пласт (или слой) представляет собой форму залегания горных пород, ограниченную двумя поверхностями, из которых нижняя называется его подошвой, а верхняя — кровлей, или соответственно лежащим и висящим боками (рис. 100). Обычно термин пласт применяется к породам, имеющим значительное протяжение в пространстве в одном направлении (горизонтальном) при относительно малом другом (вертикальном) измерении. Эта форма, которую можно сравнить с пластиной, свойственна породам осадочным, метаморфическим и некоторым магматическим (эффузивным), образующим плоские залежи (потоки, покровы, дайки и т. д.). Если измерить кратчайшее расстояние между кровлей и подошвой пласта, то будем иметь представление о мощности пласта.

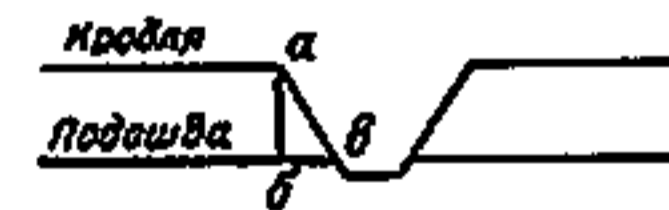


Рис. 100. Видимая (а—б) и истинная (а—б) мощность пласта

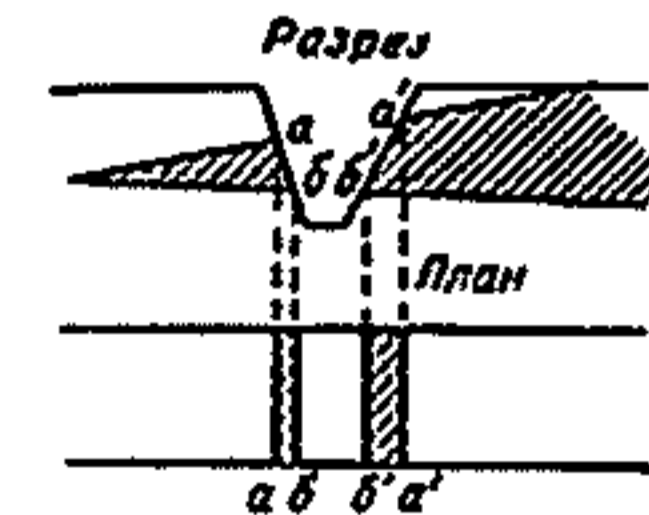


Рис. 101. Изменение видимой мощности пласта в зависимости от изменения истинной мощности

Поверхности, ограничивающие пласт, могут быть параллельными, могут расходиться, но могут и смыкаться. В последнем случае говорят о выклинивании пласта. Таким образом, мощность пласта при прослеживании его в пространстве может меняться. Это может зависеть от раз-

ных причин: неравномерного накопления, последующего размыва, утонения его под влиянием тектонических процессов (например, выжимания слоев в складках) и т. д.

В практике не всегда удается измерить расстояние между кровлей и подошвой пласта по кратчайшему расстоянию (по перпендикуляру между ними) или истинную мощность. Чаще приходится измерять мощность по какой-либо иной линии, например, как это показано на рис. 100, по линии *a—b*, т. е. по склону оврага. В таком случае получается представление не об истинной, а о видимой мощности пласта.

Совершенно очевидно, что видимая мощность пласта будет всегда более истинной. Не представляет большого затруднения по видимой мощности вычислить истинную мощность посредством

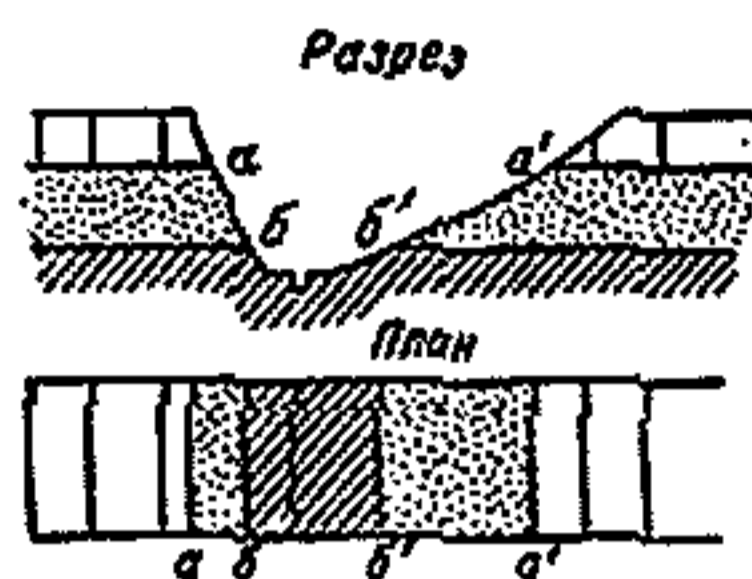


Рис. 102. Изменение видимой мощности пласта в зависимости от изменения угла среза в рельефе

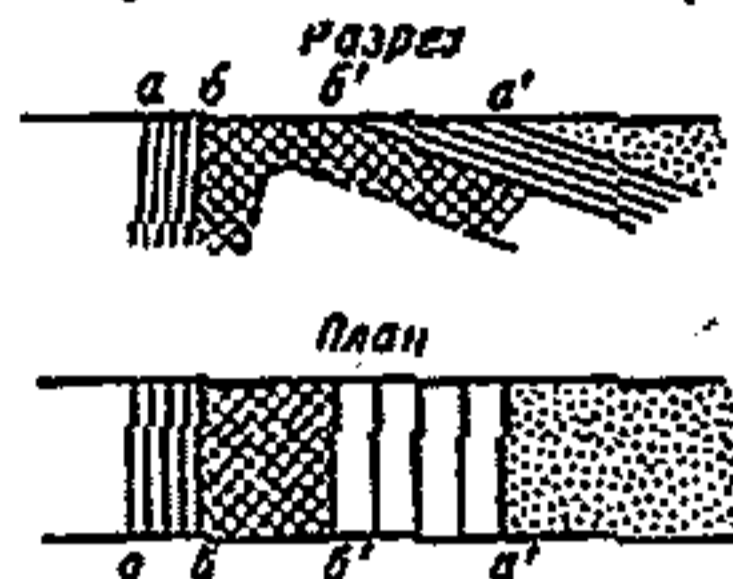


Рис. 103. Изменение видимой мощности пласта в зависимости от различного угла падения на крыльях складки

решения прямоугольного треугольника или построения этого треугольника в определенном масштабе. Для этого, кроме видимой мощности, нужно знать еще угол наклона линии, по которой измеряется мощность *авб* (на рис. 100).

На геологической карте ширина выхода пласта, измеряемая расстоянием между его кровлей и подошвой, всегда будет определять видимую мощность. Исключение составит горизонтальный срез вертикально стоящего пласта, в котором видимая мощность одновременно является истинной.

Для одного и того же пласта видимая мощность может изменяться под влиянием трех причин: изменения истинной мощности (рис. 101), изменения крутизны поверхности среза, например склона оврага (рис. 102), и, наконец, различного угла падения слоя (рис. 103).

ПРИЗНАКИ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО И НЕГОРИЗОНТАЛЬНОГО ЗАЛЕГАНИЯ СЛОВ

Основным вопросом, встающим при анализе геологической карты, является определение условий залегания слоев, т. е. выяснение того, лежат ли слои, изображенные на карте, горизонталь-

но или они образуют складчатую структуру. При этом следует иметь в виду, что нельзя правильно прочесть геологическую структуру, не учитывая рельефа. Если рельеф на топографической основе выражен в горизонталях, то чтение геологической карты значительно облегчается.

При горизонтальном залегании слоев границы между ними строго следуют изгибам горизонталей. Более молодые слои слагают высокие элементы рельефа — водораздельные пространства, а более древние выходят полосами по берегам рек, озер и морей. Исключение из этого общего правила составляет распространение очень молодых и современных отложений в низких, отрицательных элементах рельефа. Примером этого может служить распространение аллювия на дне речных долин.

Несколько труднее читать геологическую карту, топографическая основа которой не имеет горизонталей рельефа. В этом случае на топографической основе бывает нанесена лишь гидрографическая (речная) сеть, по которой можно судить только об относительных превышениях, т. е. о том, что водоразделы выше рек, что точки, взятые на русле одной и той же реки, будут лежать на разных уровнях, причем более высокое положение будет у точки, взятой выше по течению, и т. д.

Каковы же признаки горизонтально залегающих слоев? Слои, лежащие горизонтально, широко распространяются по поверхности, образуя на карте пятна неправильных очертаний. Например, в северо-западной части карты Донбасса такими особенностями обладают отложения палеогена; широко также развит светложелтый цвет плиоцена у южной окраины того же бассейна. Однако здесь же можно видеть, что толща пород плиоцена распространена лишь в междуречных пространствах. На участках речных долин их распространение прерывается. Здесь их разобщила речная эрозия на отдельные лоскуты. На склонах к долинам из-под плиоцена выступают более древние слои — миоцен. Последний протягивается в речных долинах на всем их протяжении до берегов Азовского моря.

В тех местах, где денудация достигает значительного развития, горизонтально залегающие пласты бывают настолько размывы, что остаются лишь на высших точках рельефа в виде изолированных пятен — останцов.

Таким образом, свидетельством горизонтального залегания слоев являются: широкие площади, закрашенные в цвет данного пласта на геологической карте, узкие полосы, тянущиеся вдоль речных долин, и изолированные пятна — останцы на водораздельных пространствах.

Проследивая течение рек среди слоев, лежащих горизонтально, мы будем наблюдать, что реки, начинаясь на высших точках и постепенно спускаясь к своему базису эрозии, последовательно врезаются в слои все более и более древние.

Выходы на геологической карте слоев, падающих под небольшим углом к горизонту, находятся в иной зависимости от рельефа и речной сети. Обычно река, текущая по наклону, берет свое начало в более древних слоях и последовательно спускается на слои все более молодые.

Примером изображения на геологической карте слоев, собранных в систему сложных складок, может служить центральная часть Урала (геологическая карта Европейской части СССР масштаба 1:2 500 000). На этой карте видно, что в средней части Урала выступают темные полосы различных систем палеозоя. Но эти полосы по своему рисунку совершенно не похожи на полосы горизонтально залегающих слоев.

Не трудно уловить, что между полосами палеозойских пород и поведением речных долин нет никакой согласованности. Как правило, реки переходят с одного пласта на другой, совершенно не считаясь с их возрастной последовательностью, и секут полосы поперек; их течение лишь изредка совпадает с простиранием полос.

Признаком молодых горных сооружений является гипсометрически более высокое расположение древних слоев по отношению к молодым в центральной части хребтов. В этом случае реки будут течь с древних слоев, поперек их границ, на более молодые. Это можно видеть на геологической карте Кавказа.

Из вышесказанного необходимо сделать вывод, что читать геологическую структуру по карте, т. е. представить себе геометрию геологического сооружения в пространстве, можно лишь с учетом особенностей рельефа земной поверхности.

Познать по карте геологическую структуру помогает изображение ее в вертикальной проекции, т. е. ее геологический профиль.

ПОСТРОЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ ПО КАРТЕ С ГОРИЗОНТАЛЯМИ

Для построения геологического профиля предварительно нужно составить его топографическую основу. Если перед нами карта, рельеф которой передан горизонталями, построение профиля не представляет большого затруднения.

На листе бумаги (лучше всего с миллиметровым графлением) проводится прямая горизонтальная линия, называемая нулевой. От нее ведется отсчет вертикальных превышений рельефа. В тех случаях, когда ее уровень будет совпадать с уровнем океана, она будет абсолютной нулевой линией. Чаще отметки профиля располагаются значительно выше абсолютного нуля. Тогда, для экономии площади чертежа, на уровне нулевой линии наносят наиболее низкую точку местности, пересекаемой профилем.

На рис. 104,а изображена геологическая карта с топографической основой, имеющей горизонтали. Построим профиль по

линии А—Б. Масштаб карты 1:10 000. Сечение¹ горизонталей через 10 м.

С левой стороны нулевой линии (Г—Г) на профиле (рис. 104,б) строим вертикальный масштаб в виде линейки с делениями, равными сечению горизонталей в масштабе карты. При масштабе карты 10 м сечения горизонталей будут равны 1 мм.

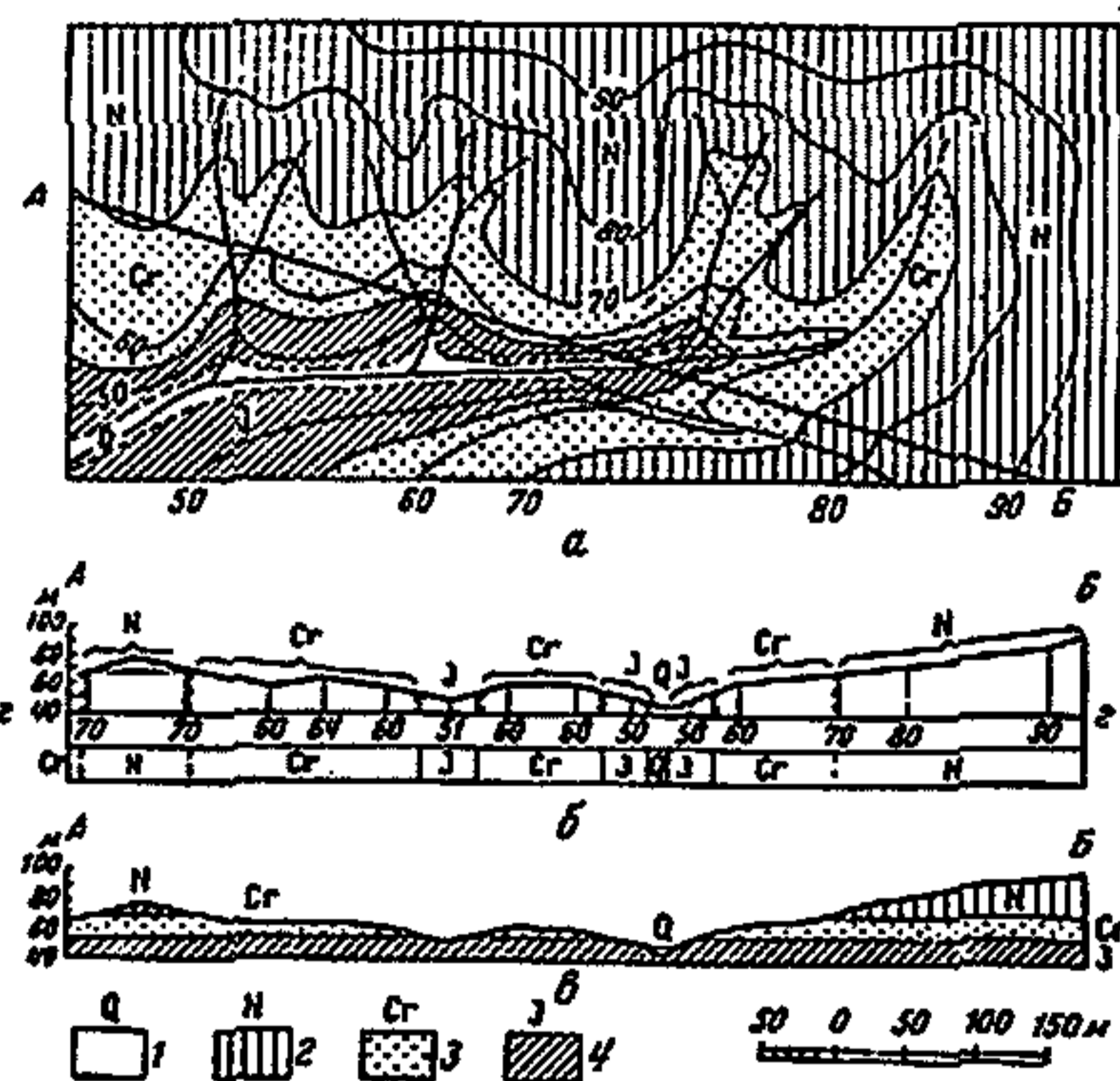


Рис. 104. Построение геологического профиля при горизонтальном залегании слоев по карте с горизонталями а — геологическая карта; б — построение топографического профиля и нанесение геологических данных; в — построенный геологический профиль. 1 — современные отложения; 2 — неоген; 3 — мел; 4 — юра

Следующий этап построения профиля — нанесение на нулевую линию точек пересечения линии профиля с горизонталями на карте.

Зная высотное значение каждой из полученных на нулевой линии точек и пользуясь вертикальным масштабом, приподнимаем их над нулем по вертикали на соответствующую величину. Далее все полученные точки рельефа соединяем последовательно прямыми отрезками и, в итоге, получаем топографическую основу для геологического профиля.

¹ Сечением горизонталей называются расстояния между ними по вертикали. Для каждой данной карты эта величина является постоянной.

На топографическую основу профиля наносим геологические данные. Для этого измеряем на карте ширину выхода каждого слоя по линии профиля. Полученные отрезки откладываем на нулевой линии профиля или на узкой полоске под нулевой линией. На этой полоске видна ширина выхода каждого пласта. В дальнейшем точки, разграничивающие пласты, проектируем на поверхность рельефа профиля.

На рис. 104,в проведены границы между пластами. Смотря на карту, убеждаемся, что пласты лежат горизонтально. Проследим границу неогена и мела: она всюду повторяет изгибы 70-й горизонтали. То же происходит и с границей юры и мела, лежащей на уровне 55 м.

ПОСТРОЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ ПО КАРТЕ, НЕ ИМЕЮЩЕЙ ВЫСОТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК

Задача построения топографического профиля по мелкомасштабным картам, не имеющим горизонталей, усложняется. Здесь можно судить лишь об относительных превышениях одних точек местности над другими. Например, если мы проследим направление течения какой-нибудь реки, то можем сказать, что из двух точек, взятых в ее русле, выше та, которая дальше отстоит от базиса эрозии данной реки. Другой пример: если сделаем поперечное сечение через водораздел двух речек, самыми низкими будут точки, расположенные в руслах этих рек, наиболее высокими — точки на междуречном пространстве (на водоразделе). Естественно, что при составлении такой основы профиля приходится условно задаваться величиной превышения водоразделов над руслами рек.

Для составления профиля выберем на геологической карте масштаба 1 : 2 500 000 район, расположенный в среднем течении р. Дона. На профиле не следует допускать слишком больших вертикальных превышений. Однако при горизонтальном или слабонаклонном (моноклинном) залегании слоев, характерном для таких платформенных областей, как выбранная здесь для примера, искажение (увеличение) вертикального масштаба неизбежно. В платформенных условиях мощности пластов обычно незначительны и измеряются единицами и десятками метров.

Масштаб карты 1 : 2 500 000, или 2,5 км в 1 мм. Отсюда ясно, что в масштабе карты мощности слоев в десятки метров будут соответствовать лишь ширине тонкой линии. Так же обстоит дело и с изображением на профиле рельефа местности: превышение водоразделов над руслами рек в избранном районе не более 100—150 м.

Рельеф на таком профиле будет выражен очень слабо волнистой линией, т. е. почти не будет ощущаться.

Если слои лежат горизонтально или слабо наклонно и выход более древних слоев на дневную поверхность обусловлен

таким фактором, как эрозия, абляция или абразия, то необходимо идти на значительное увеличение вертикального масштаба, иначе нельзя будет правильно передать особенности геологического строения местности. Поясним несколькими примерами.

На рис. 105,а изображена геологическая карта горизонтально залегающих слоев. Примем условно, что максимальное превышение точек водоразделов над руслами рек 100 м. Вертикальный масштаб увеличим по сравнению с горизонтальным в 20 раз.

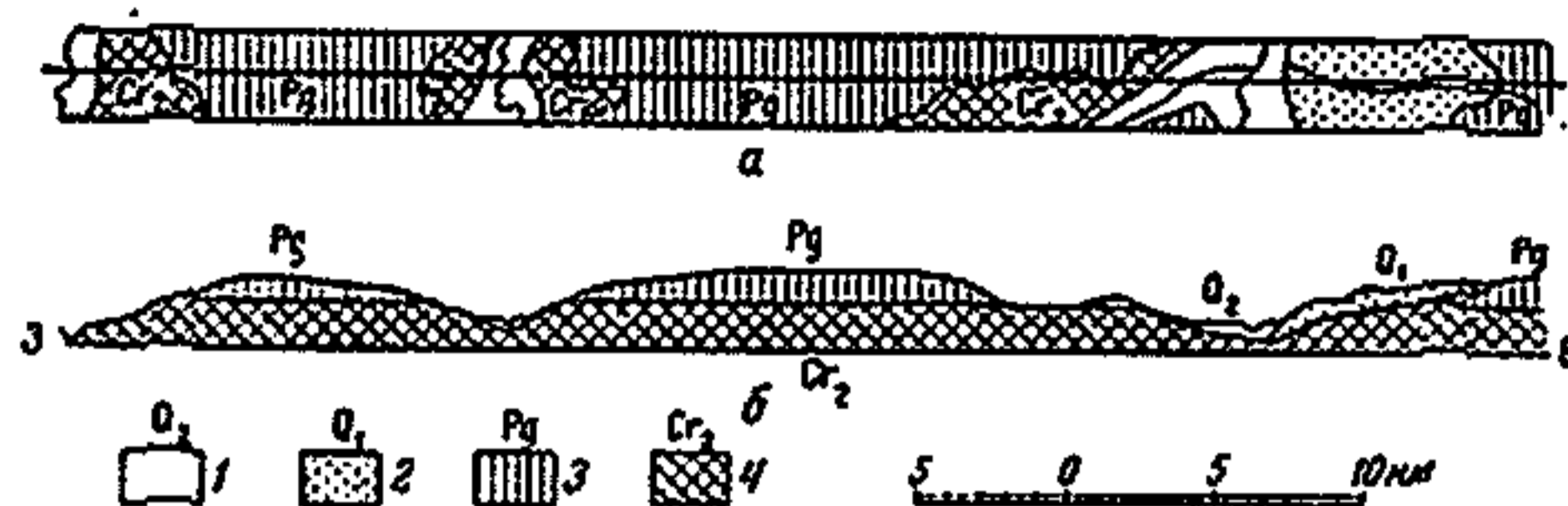


Рис. 105. Построение геологического профиля при горизонтальном залегании слоев по карте без горизонталей
а—геологическая карта; б—геологический профиль.
1—современный аллювий; 2—древние накопления; 3—палеоген;
4—верхний мел

В таком случае водораздельные пространства над руслами рек следует поднять на 0,5 см. Имеются ли на карте какие-либо указания о характере склонов плато к долинам рек? Следует ли рельеф междуречных пространств изобразить на профиле в виде плоских или круто обрывающихся к рекам возвышенностей? Быть может, от точек перелома на водоразделах к долинам начнется сразу пологий равномерный и симметричный спуск? Наконец, это может быть более сложная линия профиля рельефа, как это изображено на рис. 105,б.

На водоразделах залегают палеогеновые слои морского происхождения. Судя по общей ситуации карты, расчленение эрозией горизонтально отложенного палеогена находится в начальной стадии. Судя по значительной и неравномерной ширине полос мела, выходящего по берегам рек из-под палеогена, можно утверждать, что слои последнего, кроме эрозии, подверглись также и абляции. Поэтому, если на центральных участках водоразделов и остались плоские пространства, то ближе к долинам на профиле следует показать полого снижающиеся склоны. Это и сделано на профиле в местах, где линия разреза касается края палеогенового поля.

Белые полосы вдоль речных русел на рис. 105 обозначают современный аллювий. В стратиграфической колонке он занимает наиболее высокое положение, как самое молодое геологическое образование, в рельефе — наоборот, наиболее низкое. Поэтому на профиле аллювий должен быть вложен в толщу мела в виде

линзы. Понятно, что глубина заложения дна линзы аллювия показывается условно, так как этот вопрос может быть уточнен лишь бурением.

Прежде чем вычерчивать второй профиль (рис. 106), оценим условия залегания развитых здесь слоев палеогена и неогена. Можно ли считать, что эти слои залегают горизонтально? Безусловно нет. Верховья рек располагаются на палеогене, а ниже по течению реки переходят на миоцен, причем палеоген из разреза берегов исчезает. Кровля палеогена наклонена вниз по течению рек, т. е. в восточном направлении, под углом большим, чем угол наклона кривой эрозии.

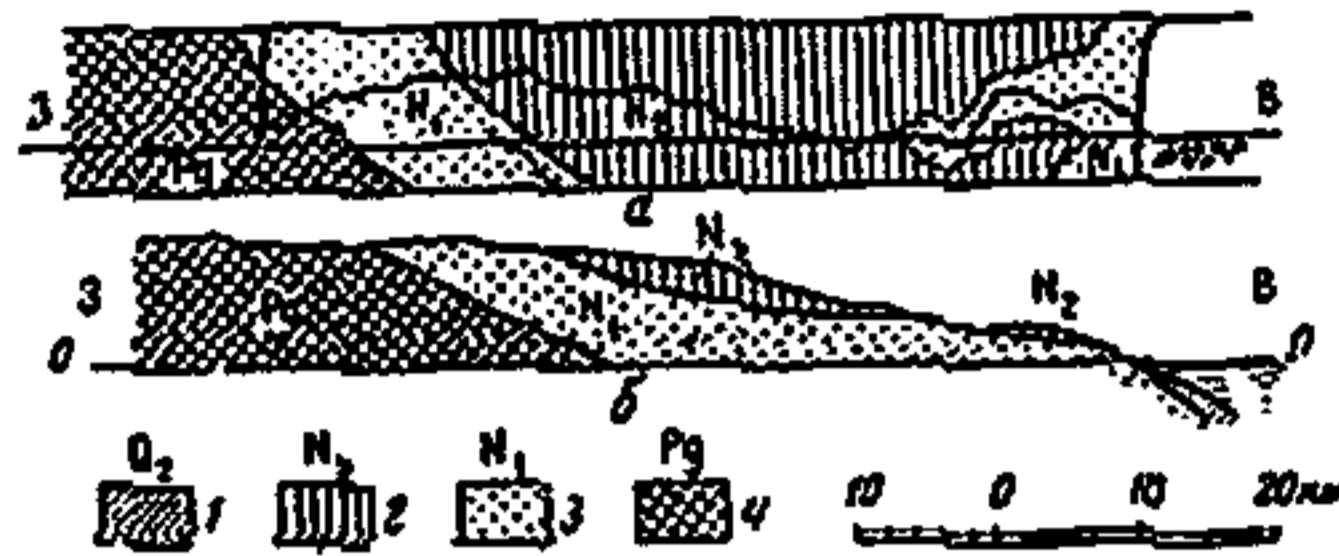


Рис. 106. Построение геологического профиля.
Регрессивное задевание слоев
а—геологическая карта; б—геологический профиль.
1—современные отложения; 2—плиоцен; 3—миоцен;
4—палеоген

Усложнение рисунка карты на юге, где из-под сплошного покрова плиоцена вновь появляются слои миоцена, можно легко объяснить, наблюдая приуроченность полос выхода миоцена к речным долинам. Ясно, что это результат эрозии.

Вдоль берега моря также протягивается узкая полоса миоцена. Учитывая, что здесь мы имеем морское побережье, появление из-под плиоцена более древнего горизонта можно отнести за счет подмыва берега морем (абрази).

Для того чтобы передать отмеченные соотношения в вертикальном сечении, необходимо правильно отразить на профиле особенности рельефа местности. Без учета последнего изображение геологического строения будет искажено.

Техника построения профиля та же, что и в предыдущем случае. От профиля на рис. 105, б профиль на рис. 106, б отличается лишь тем, что границы на нем между слоями имеют наклон к востоку.

ПОСТРОЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ, ОСЛОЖНЕННОЙ СВРОСОМ

Возьмем, наконец, третий случай построения профиля: разрез проходит поперек складок, изображенных на мелкомасштабной карте. Складчатая структура легко устанавливается на

основании признаков, изложенных выше (см. стр. 127). В случае равнинного характера местности большой необходимости в вычерчивании рельефа на профиле нет. Основные черты геологической структуры из-за отсутствия изображения рельефа качественно не будут искажены. Точную же характеристику углов наклона слоев только на основании карты дать нельзя. Отсюда вытекают две условности, которые мы должны иметь в виду при вычерчивании профиля, если желаем изобразить принципиальные черты структуры, без необходимости не усложняя ее: неизменяющаяся мощность слоев и некоторая произвольность выбираемого угла наклона пластов. Понятно, что в таком случае расширение полосы выхода слоя на карте будет объясняться только выполаживанием угла падения.

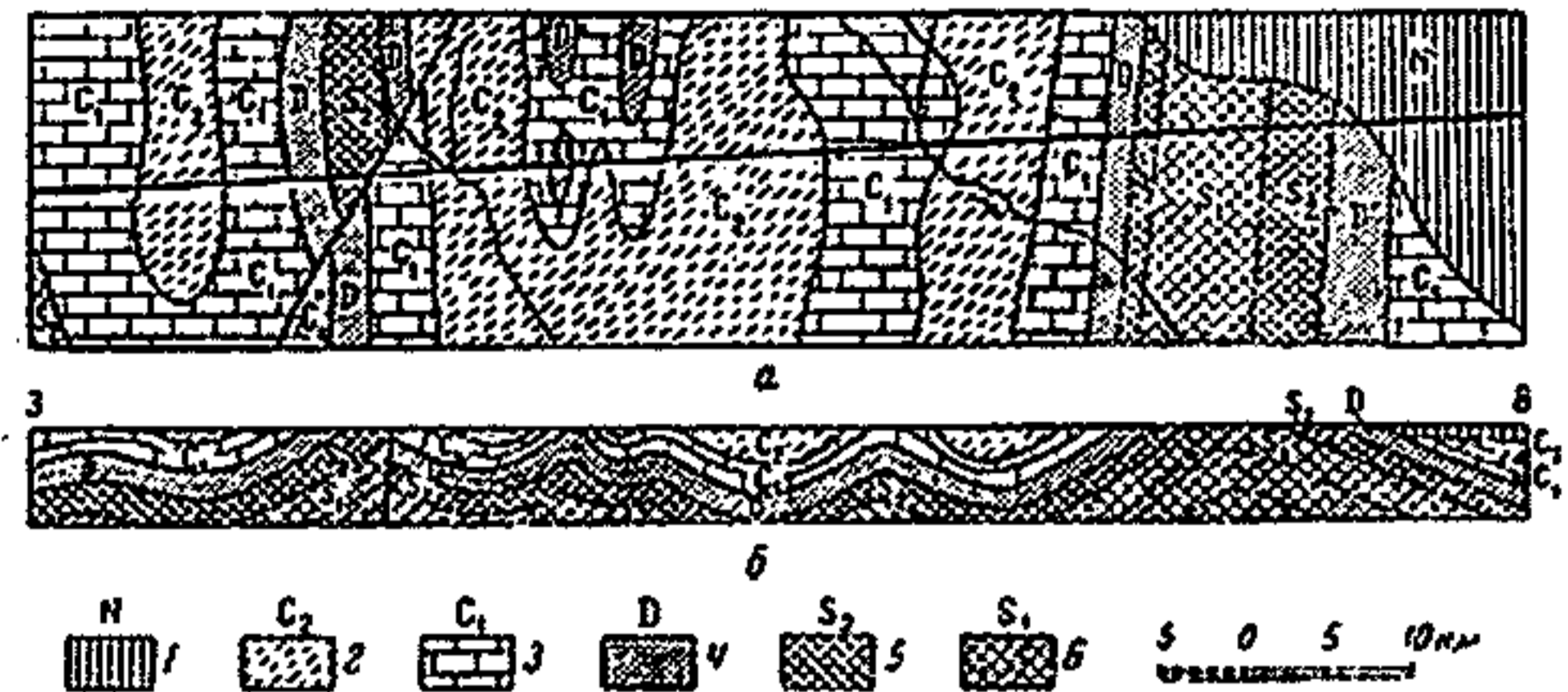


Рис. 107. Геологическая карта (а) и геологический профиль (б)
1—неоген; 2—карбон средний; 3—карбон нижний; 4—девон; 5—силур верхний; 6—силур нижний

Техника построения профиля такова: на горизонтальную линию переносятся с карты ширина полос выхода пластов, измеренная вдоль линии профиля. Между точками выхода пласта для лучшей ориентировки наносятся индексы. Границы между пластами пройдут ниже линии нашего профиля. Так как в данном случае мы имеем дело со сравнительно простой складчатой структурой, то при проведении границ между пластами будет выдерживаться правило, по которому линия, разграничивающая молодой слой от более древнего, всегда будет наклонена в сторону более молодого слоя.

Построение разреза следует начинать с тех участков, где пласты выходят более частыми и более узкими полосами. В данном случае лучше начинать построение со средней части профиля, где выходит слой девона, симметрично обрамляемый с запада и востока более молодыми слоями. По известному признаку (стр. 128) мы узнаем в этой структуре размытый свод

антиклинали. Таким образом, слой *D* будет иметь наклон в обе стороны и образовывать свод антиклинали. Если взять в каком-либо данном участке структуры некоторый угол падения слоев, мы получим условную мощность, которую далее следует выдержать для данного слоя на всем профиле.

Вычерчивая профиль, необходимо тщательно анализировать карту. Нередко линия профиля, пересекая широкий выход пласта, не касается выходящего по соседству более древнего пласта, обозначающего своим появлением на поверхность наличие дополнительных складок.

В западной половине карты (рис. 107) видна линия сброса. Используя приведенные ранее методы определения сброшенного крыла, изображаем на профиле относительное перемещение слоев. В данном случае сброшенным оказывается восточное крыло, так как к востоку от сброса залегают более молодые слои (*C*₁), чем к западу от него.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Глава первая. Породообразующие минералы	5
Внешний вид (морфология) минералов	5
Физические свойства минералов	19
Химический состав и классификация минералов	26
Самородные элементы	27
Сульфиды	28
Оксиды и гидроксиды	29
Галогенные минералы	30
Соли кислородных кислот	31
Карбонаты	31
Сульфаты	32
Фосфаты	32
Силикаты	33
Органические соединения	44
Методика пользования «Определителем породообразующих минералов»	44
Определитель породообразующих минералов	45
Глава вторая. Горные породы	62
Магматические горные породы	64
Классификация	64
Формы залегания магматических горных пород	66
Интрузивные горные породы	66
Согласные интрузии	66
Несоогласные интрузии	68
Эффузивные горные породы	68
Структура и текстура магматических пород	69
Прочие внешние признаки магматических пород	72
Минералогический состав магматических пород	73
Определение магматических пород	74
Признаки наиболее распространенных магматических пород, не вошедших в табл. 3	80
Жильные породы	80
Излившиеся стекловатые породы	81
Пирокластические, или вулканогенно-обломочные породы	81
Осадочные горные породы	83
Главнейшие признаки осадочных пород	83
Структура и текстура	83
Структура	84
Текстура	84
Окраска	87
Удельный вес	88
Описание осадочных пород	88

Обломочные (кlastические) породы	88
Грубообломочные породы (песфиты)	88
Пески и песчаники (псаммиты)	90
Алевриты и алевриты	91
Породы коллоидального происхождения	92
Глинистые породы (пелиты)	92
Остаточные глинистые породы	92
Глины	93
Породы химического и органогенного происхождения	94
Карбонатные породы	95
Органогенные известняки	95
Известняки химического происхождения	96
Доломиты	97
Кремнистые породы	98
Сернистые и галогенные породы	99
Железистые породы	100
Фосфоритные породы	100
Каустоболиты	101
Общие замечания по технике определения и описания осадочных пород	102
Метаморфические горные породы	103
Минералогический состав метаморфических пород	103
Структуры и текстуры метаморфических пород	104
Описание метаморфических пород	104
Породы регионального метаморфизма	105
Породы контактового метаморфизма	107
Породы пневматолита и гидротермального метаморфизма	107
Порядок определения и описания метаморфических пород	108
Глава третья. Геологическая карта	110
Общие сведения	110
Определение	110
Масштаб	110
Типы геологических карт	111
Условные обозначения	111
Условности на геологической карте	114
Индексы	116
Причины выхода древних слоев на дневную поверхность	117
Типы тектонических нарушений	121
Складки	121
Двойная складка	122
Элементы складки	122
Классификация складок	125
Разрывные нарушения	126
Изучение складок в плане	127
Складки, нарушенные разрывными дислокациями	129
Элементы залегания пластов	130
Горный компас	131
Измерение угла падения	134
Замеры горным компасом	135
Понятие о мощности пласта	136
Признаки горизонтального и негоризонтального залегания слоев	137
Построение геологического профиля по карте с горизонталями	139
Построение геологического профиля по карте, не имеющей высотных характеристик	141
Построение геологического профиля складчатой структуры, осложненной сбросом	143