

А.В. МИЛОВСКИЙ

**МИНЕРАЛОГИЯ
И ПЕТРОГРАФИЯ**

А.В. МИЛОВСКИЙ

МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

Допущено Министерством высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебника
для геологических техникумов

Издание четвертое,
переработанное и дополненное



МОСКВА НЕДРА 1979



Миловский А. В. Минералогия и петрография. Учебник для техникумов. Изд. 4-е, переработ. и доп. М., Недра, 1979. 439 с.

Учебник рассчитан на прохождение минералогии и петрографии в средних геологоразведочных учебных заведениях страны и соответствует программе этих курсов. Раздел «Минералогия» состоит из общей части, посвященной рассмотрению химического состава, свойств, морфологии, условий образования минералов, и части, содержащей описание минералов. В разделе «Петрография» изложены основные сведения о магматических, осадочных и метаморфических горных породах. В учебнике приведены также начальные понятия по кристаллографии и некоторые общие и справочные сведения по геохимии. Настоящий учебник может быть также рекомендован как пособие для прохождения курсов минералогии и петрографии в высших учебных заведениях.

Табл. 16, ил. 259, список лит.— 63 назв., прил. 12.

ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ ПО ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛОГИИ И ПЕТРОГРАФИИ

Знакомство человека с минералами и горными породами относится к глубокой древности. Уже в первобытном обществе значение камня было велико. Первые орудия труда были каменными. В каменном веке люди умели отличать полезные для себя камни и рыхлые породы (глины), которые были им необходимы для изготовления орудий защиты, охоты и быта, а также для украшений. Позже человек научился добывать нужные для строительства горные породы, распознавать руды меди, золота, серебра, ртути, олова, искать драгоценные камни.

Первые упоминания о минералах и вообще о геологии появились в Китае и Индии задолго до нашей эры. Индийские источники «Веды», «Рамаяна» и другие свидетельствуют о существовании в то время некоторых знаний по определению минералов и руд, их добыче и применению.

В рабовладельческих государствах Европы и Азии, в Египте горное дело играло важную роль в хозяйстве. В этих странах было высоко развито гончарное производство, изготавливались краски, добывались многие металлы.

Древнегреческие ученые Фалес, Гераклит, Эмпедокл и другие высказывали некоторые, большей частью умозрительные, представления о происхождении Земли, вулканических явлениях, преобразовании земной поверхности.

Интересная попытка классифицировать «камни» была сделана греческим натуралистом и философом Аристотелем (384—322 гг. до н. э.). Он же объяснил строение Вселенной, смену суши и моря и образование металлов и руд как результат их возгонки в газообразном состоянии из недр Земли. Ученик Аристотеля Теофраст написал специальный трактат «О камнях», где были приведены самые разнообразные сведения о минералах и горных породах.

Римский естествоиспытатель Плиний Старший (23—79 гг.) написал 36 томов «Естественной истории», которая содержит весьма обширные геолого-минералогические сведения.

В начале нашей эры горное дело было значительно развито в странах Востока. В Средней Азии добывались драгоценные камни, олово, ртуть, медь, свинец и серебро, каменный уголь, минеральные краски и другие ископаемые, о чем свидетельствуют многочисленные следы древних выработок, кузниц, а также местные названия (Хайдаркан — великий рудник, Кургашикан — свинцовый рудник и др.). Много «чудских копей» — старинных

рудников — было и на территории России, на Урале и на Алтае.

Естественно, что в связи с практическим освоением недр появилась необходимость в обобщении накопленных материалов и описании минералов и пород. Одним из выдающихся ученых древности, давшим такие сведения, был уроженец Хорезма — Бируни (972—1048). Наряду с сочинениями по астрономии и географии он написал «Собрание сведений о познании драгоценных минералов», где подробно были рассмотрены свойства (цвет, плотность, твердость, и др.) некоторых металлов и минералов. Другим известным ученым того времени был Авиценна, или Ибн-Сина (980—1037 гг.), живший в Хорезме и Иране. Авиценна являлся крупнейшим философом и врачом, его многочисленные труды переводились на европейские языки. Занимался он также и вопросами геологии, изучал свойства горных пород и руд. Все минералы были разделены им на четыре группы: 1) камни и земли, 2) металлы, 3) горючие или сернистые ископаемые и 4) соли. Это была одна из первых попыток классифицировать минералы.

В период феодализма в Европе научная мысль, в том числе и геологическая, развивалась крайне медленно. Однако общество нуждалось в различных полезных ископаемых, и горные промыслы хотя и медленно, но продолжали развиваться.

С VI—VII вв. начинаются разработки медных, свинцовых и серебряных руд в славянских странах — Чехии и Моравии. Затем горнорудное дело распространяется по всей Европе: в Венгрии добывают золото, в Саксонии — медь, в Польше — соль, на территории современной Югославии — ртуть. Добыча металлов возникла также в Англии и Швеции. На Руси в то время в районах Тулы и Серпухова действовали железные рудники, в Кандалакше добывали янтарь, в Сольвычегодске — соль.

Расцвет естественных наук в Европе начался с эпохи Возрождения, т. е. в XV в. В это время в Европе уже имелись крупные горнорудные предприятия, такие, например, как свинцово-серебряный рудник Кутна Гора в Чехии, горные выработки которого достигали нескольких сотен метров глубины.

С XV—XVI вв. в Европе зарождается промышленность, рост городов значительно увеличивает спрос на различные полезные ископаемые и способствует расширению их добычи. Более интенсивно развиваются и геологические науки, возникают новые представления о минералах и горных породах. Благодаря работам Леонардо да Винчи, Галилея, Коперника, Ньютона, Лейбница, Ломоносова, Бюффона и других ученых возникло подлинно научное мировоззрение.

В XVI в. появилась важная работа по минералогии немецкого ученого Георга Бауэра, широко известного под именем Георгия Агриколы (1494—1555), который в 1546 г. в труде «О металлах» дал сводку знаний, накопленных при добыче полиметаллических руд в Саксонии и Чехии. Он предложил более дробную классифи-

кацию по сравнению с классификацией Авиценны и подробно охарактеризовал физические свойства минералов.

В 1669 г. датский ученый Н. Стенон (1638—1687) открыл важнейший закон кристаллографии — закон постоянства гранных углов. В 1763 г. этот закон был подтвержден М. В. Ломоносовым, а в 1772 г. французским ученым Роме де Лилем (1736—1790).

Примерно к этому же времени относится открытие Бартолином двойного светопреломления в кристаллах исландского шпата, а несколько позже, в 1690 г. Христианом Гюйгенсом было заложено начало кристаллооптики.



Михаил Васильевич Ломоносов
(1711—1765)

В России горное дело получило значительное развитие при Петре I. В 1700 г. было создано специальное учреждение — «Приказ рудокопных дел», которое занималось поисками, добычей руд и выплавлением металлов. К этому времени уже были известны магнетитовые руды Урала, разрабатывались болотные железные руды на севере России, выплавлялась медь в окрестностях Соликамска, широко развивалась добыча слюды-мусковита в Карелии и в Восточной Сибири, серы в Поволжье, началось освоение серебряно-свинцовых руд на Алтае и в районе Нерчинска.

В 1721 г. на Урале были открыты первые горные школы при Кунгурском и Алапаевском заводах.

В 1725 г. была организована Академия наук, что в значительной степени способствовало изучению и освоению природных богатств России. В числе ее членов был выдающийся ученый, сын простого крестьянина Архангельской губернии, Михаил Васильевич Ломоносов (1711—1765). Он открыл ряд важных законов в химии, физике и других естественных науках, научно обосновал необходимость проведения различных геологических исследований в России. Ломоносов исследовал формы кристаллов, их физические и оптические свойства, указывал на возможность искусственного выращивания кристаллов. В своей корпускулярной теории о строении кристаллического вещества Ломоносов

предположил, что «корпускулы» (атомы) располагаются в кристаллах закономерно и таким образом объяснил закон постоянства углов.

Геологические работы Ломоносова намного опередили зарубежную науку того времени. В 1757 г. им была написана работа «Слово о рождении металлов от трясения земли», а в 1763 г. — «Первые основания металлургии, или рудных дел» и «О слоях земных». Ломоносов впервые показал, как образуются минералы рудных жил и указал их ассоциации. Он писал, что наличие одного минерала может помочь в поисках другого; например, рядом с серебром может быть олово или кобальт. Ломоносов уделял внимание происхождению горных пород, показал способы образования осадочных горных пород. Им была установлена растительная природа каменного угля и янтаря. В своих трудах Ломоносов рассматривал самые разнообразные геологические вопросы. Он был первым ученым, представившим развитие Земли как совокупность эндогенных и экзогенных процессов. Аналогичные по широте научного охвата работы на западе появились значительно позже (Дж. Геттон «Теория земли», 1795 г.).

Последователем М. В. Ломоносова в России был академик В. М. Севергин (1765—1826). Им написаны ценные руководства и труды по минералогии: «Первые основания минералогии, или естественной истории ископаемых тел» (1798), «Пробирное искусство» (1801), «Подробный словарь минералогический» (1807), «Новая система минералов, основанная на наружных и отличительных признаках» (1816). Им же составлена сводная работа «Опыт минералогического землеописания государства Российского» (1809).

Во многих трудах В. М. Севергина содержатся новые идеи и толкования происхождения минералов, их ассоциаций, приводятся геолого-петрографические характеристики отдельных районов России. Совместное нахождение минералов, имеющих одинаковое происхождение, он называет «смежностью». Это же понятие в 1849 г. было введено в науку Брейтгауптом под термином «парагенезис».

Большими были успехи геологических наук и в западных странах. В Саксонии, где издавна разрабатывались рудные месторождения, в XVIII в. А. Г. Вернером (1749—1817) была создана Фрейбергская Горная академия, оказавшая большое влияние на развитие минералогии и смежных дисциплин.

Следует сказать, что кристаллография и минералогия, как и некоторые другие геологические науки, в то время не разделялись так строго, как теперь. Кристаллография долгое время была частью минералогии, поскольку изучались главным образом природные кристаллы — минералы. Кристаллографические работы касались лишь внешней формы кристаллов и их симметрии. Французский исследователь Каранжо в 1772 г. изобрел прибор для измерения гранных углов в кристаллах — прикладной го-

ниометр; в 1809 г. Волластон создал однокружный гониометр. Начался период детального описания минералов. Примерно в это же время, в 1784 г., Р. Ж. Аюи установил закон рациональных отношений и создал теорию структуры кристаллов.

С конца XVIII и в XIX вв. капиталистическое производство начинает особенно быстро развиваться и соответственно резко повышается использование минеральных ресурсов. В России быстро растет добыча свинца и серебра на Алтае, разрабатываются



Евграф Степанович Федоров
(1853—1919)



Владимир Иванович Вернадский
(1863—1945)

железные руды Кривого Рога. Начинают проводиться систематические геологические работы: научные экспедиции отправляются на Кавказ, Урал, Алтай, в Сибирь и на Север. На Урале в 1745 г. Ерофеем Марковым были найдены первые коренные месторождения золота, а в 1814 г. Л. Брусицыным были открыты золотоносные россыпи.

В связи с успехами горного дела во всех странах появляется все больше работ, посвященных изучению кристаллов, минералов и горных пород.

В России большую роль в развитии геологических наук сыграло основанное В. М. Севергиным в 1817 г. Минералогическое общество. Еще раньше в Петербурге было создано Горное училище (1773 г.), позднее преобразованное в Горный институт. С 1825 г. начал выходить «Горный журнал».

В 1882 г. в Петербурге был создан Геологический комитет, в задачи которого входило изучение геологического строения России, содействие в строительстве железных дорог и поисках

месторождений полезных ископаемых. В Геологическом комитете работали выдающиеся отечественные геологи; роль Комитета в познании геологии нашей страны исключительно велика.

Кристаллография, минералогия и петрография начали обособляться как самостоятельные науки. В 1830 г. И. Ф. Гессель вывел 32 вида симметрии. В 1867 г. А. В. Гадолин подтвердил этот вывод и разработал математические основы кристаллографии. Весьма плодотворной была деятельность академиков Н. И. Кокшарова (1818—1892) и П. В. Еремеева (1830—1899). Н. И. Кокшаров проделал огромную работу по описательной минералогии; его многочисленные измерения кристаллов являются непревзойденными до настоящего времени. Широко известен его капитальный труд «Материалы для минералогии России». П. В. Еремеев также выполнил ряд крупных работ по минералогии.

Важнейший этап в истории петрографии связан с изобретением поляризационного микроскопа английским ученым Г. Сорби (1858). Это изобретение коренным образом изменило направление петрографических работ, дав в руки ученым новый совершенный метод исследования. Уже в 1867 и 1868 гг. А. А. Иностранцев (1843—1919) и А. П. Карпинский (1847—1936) микроскопически исследовали горные породы, а немецкие ученые Ф. Циркель (1866 г.) и Т. Розенбуш (1873 г.) создали капитальные руководства по петрографии.

Детальные петрографические исследования получили широкое развитие после изобретения Е. С. Федоровым (1853—1919) универсального столика. Им был также изобретен двукружный гониометр (1889 г.), имеющий исключительно важное значение в кристаллографии. С именем Е. С. Федорова связаны замечательные работы по геометрической кристаллографии и изучению структур кристаллов. Он по праву считается основоположником кристаллохимии. Выдающиеся работы и изобретения принесли Е. С. Федорову мировую известность. В 1920 г. вышла его монография «Царство кристаллов».

Другим крупным отечественным кристаллографом был Г. В. Вульф (1863—1925). Он изобрел стереографическую сетку (сетка Вульфа), работал в области рентгеноструктурного анализа и по выращиванию кристаллов.

В начале XX в. техника продолжает развиваться усиленными темпами, возникают новые отрасли промышленности. К этому времени относится открытие мартеновского способа производства стали, произведшее переворот в металлургии, следствием чего явилась огромная потребность в угле и марганце. Увеличился спрос на такие металлы, как хром, ванадий, никель. Началось производство алюминия. В этот период усиленно строятся железные дороги, в связи с чем возрастает потребность в угле. Рост электротехники, авиастроения, автомобильной и других отраслей промышленности требует увеличения добычи цветных

металлов и нефти. Все это привело к бурному развитию горнорудной, нефтяной и угольной промышленности.

Высокий уровень техники, достижения химии, физики и других наук способствовали еще более успешному развитию минералогии и петрографии.

В конце прошлого века начал свою плодотворную деятельность крупнейший естествоиспытатель, минералог и геохимик В. И. Вернадский (1863—1945). Его многочисленные научные труды отражали новое, генетическое направление в минералогии. В. И. Вернадский является подлинным реформатором в этой науке, создателем новой научной школы. Он изучал процессы минералообразования, парагенезисы минералов, строение минералов и другие вопросы. В. И. Вернадский является основоположником двух новых наук — геохимии и биогеохимии.



Александр Евгеньевич Ферсман
(1883—1945)

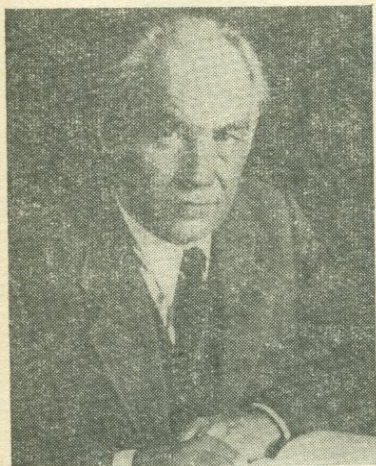
Учеником и сподвижником В. И. Вернадского был акад. А. Е. Ферсман (1883—1945), имя которого пользуется широкой популярностью в нашей стране. Он является автором монографии по магнезиальным силикатам, алмазам, драгоценным камням России. Исключительное значение для геологических наук имеют его работы «Пегматиты» и «Геохимия». А. Е. Ферсманом написано около 1000 работ. Он известен

как первооткрыватель многих новых месторождений, инициатор освоения новых промышленных районов СССР. Экспедициями под руководством А. Е. Ферсмана были открыты месторождения серы в Каракумах и крупнейшее месторождение апатитов на Кольском полуострове. Перу А. Е. Ферсмана принадлежит ряд популярных работ; его «Занимательная минералогия» и «Занимательная геохимия» переиздавались несколько раз.

В конце XIX в. работами академиков Е. С. Федорова и Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и несколько позже — А. Н. Заварицкого и Д. С. Белянкина была создана прочная база отечественной петрографической школы, отображающей физико-химическое и генетическое направления исследований. В 1898 г. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг создал химическую классификацию горных пород, которая сохранила свое значение до настоящего времени.

Большой вклад был внесен в область минералогии трудами Дж. Дэна (1813—1895), разработавшего химическую классифи-

кацию минералов. Американский геохимик Ф. Кларк провел многолетние работы по изучению химического состава земной коры. Немецкий ученый П. Грот (1843—1927) систематизировал в пяти-томном сочинении «Химическая кристаллография» обширный материал по установлению связи химического состава кристаллов с их морфологией. После открытия в 1912 г. М. Лауэ явления дифракции рентгеновых лучей кристаллами началось быстрое развитие рентгеноструктурных исследований. Большая роль в этом отношении принадлежит английскому физiku У. Г. Брэггу



Александр Николаевич Заварицкий
(1884—1952)



Александр Павлович Виноградов
(1895—1975)

(1862—1942). В России одновременно подобные работы проводил Г. В. Вульф.

Важные работы по минералогии и геохимии были выполнены норвежским геохимиком В. М. Гольдшмидтом (1888—1947), а в области петрографии — швейцарским ученым П. Ниггли (1888—1953). Капитальные исследования по физико-химии минералов и горных пород проведены в США Н. Боуэном и его учениками. Крупные петрологические обобщения сделаны в последние годы норвежским ученым Т. Ф. Бартом.

Исключительно благоприятные условия для развития всех наук, в том числе и геологических, были созданы в нашей стране после победы Великой Октябрьской социалистической революции.

Индустриализация страны и социалистические преобразования всего народного хозяйства, высокие темпы развития экономики потребовали быстрого увеличения запасов различных видов минерального сырья и ввода в строй новых рудников, угольных

и нефтяных месторождений. Для советской геологической науки характерна тесная ее связь с практикой горного дела. Работа как производственных, так и научных геологических учреждений планируется. Организуются крупные экспедиции для исследования природных богатств страны. Подготовка геологических кадров осуществляется в специальных геологоразведочных вузах и техникумах.

В период первых пятилеток на базе разведанных и изученных месторождений возникли крупнейшие предприятия и города. Таковы Магнитогорск на Урале (железные руды), Коунрад и Джезказган в Казахстане (медные руды), апатитовый комбинат в Хибинах и многие другие. Только до 1945 г. поисково-съёмочными работами было покрыто 14 млн. км², или 66% территории страны. В 50-е годы на Геологической карте СССР совсем не осталось «белых пятен».

Непрерывно возрастает в нашей стране добыча угля и нефти. Месторождения этих полезных ископаемых открыты и освоены советскими геологами. В качестве примеров можно привести Карагандинский и Воркутинский угольные бассейны, месторождения нефти в Башкирии, Татарии и Западной Сибири, месторождения хрома (Кемпирсайское), золота, свинца и цинка, редких металлов (олова, вольфрама, молибдена), а также различных неметаллических полезных ископаемых: калийных солей, фосфоритов, асбеста, слюды и др.

Развитию геологической науки и практики способствовала организация в 1946 г. Министерства геологии СССР.

В 50-е годы выявлены, разведаны и начали эксплуатироваться крупные железорудные месторождения Курской магнитной аномалии, Кустанайской области и Восточной Сибири, открыты и разрабатываются месторождения алмазов в Якутии. Огромно практическое значение месторождений природного газа в европейской части СССР и в Средней Азии. Открываются и осваиваются нефтяные и газовые месторождения Западной Сибири и Тимано-Печорской провинции, а также Талнахское и Октябрьское месторождения никеля на севере Красноярского края, золоторудные месторождения в Средней Азии, Удоканское медное месторождение в Читинской области, полиметаллические месторождения — Горевское в Красноярском крае, Тишинское в Казахстане, Сардана в Якутии и многие другие.

Задача — сделать минерально-сырьевую базу еще более прочной, разведать новые месторождения и районы, выявить новые виды минерального сырья — в настоящее время успешно выполняется, о чем свидетельствуют неоднократные присуждения геологам Ленинских премий за открытия новых месторождений полезных ископаемых.

Советские ученые добились больших успехов в развитии геологической науки, в том числе кристаллографии, минералогии и петрографии.

В области кристаллографии и кристаллохимии большое значение имеют работы А. К. Болдырева, Г. Г. Леммлейна, А. В. Шубникова, Н. В. Белова, И. И. Шафрановского. Труды акад. Н. В. Белова и учеников его школы являются основополагающими работами по структурной минералогии.

Особые заслуги в развитии минералогии и геохимии рудных месторождений принадлежат С. С. Смирнову, А. Г. Бетехтину, Н. А. Смольянинову. В настоящее время в области минералогии работают Г. П. Барсанов, Д. П. Григорьев, Е. К. Лазаренко, А. С. Поваренных, Ф. В. Чухров, А. А. Годовиков.



Дмитрий Степанович Белянкин
(1876—1953)



Николай Алексеевич Смольянинов
(1885—1957)

Петрографические исследования успешно проводили Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Д. С. Белянкин, А. Н. Заварицкий, В. Н. Лодчиков, В. И. Лучицкий и продолжают развивать в настоящее время Д. С. Коржинский, В. С. Соболев, Н. П. Семененко, А. А. Маракушев и другие ученые. В нашей стране появилось новое направление в петрографии — техническая петрография, которая занимается изучением искусственного камня. Развитие ее связано с именем Д. С. Белянкина.

Литология как наука об осадочных породах и связанных с ними полезных ископаемых успешно развивается благодаря работам А. Д. Архангельского, Л. В. Пустовалова, Н. М. Страхова, М. С. Швецова и А. В. Сидоренко. В области геологии нефти много сделали И. М. Губкин (1871—1939) и его последователи (И. О. Брод, А. А. Бакиров, Н. Б. Вассоевич, А. А. Трофимук и др.). По геологии угля большое значение имели работы Л. И. Лу-

тугина и П. И. Степанова. Изучением солевых осадков занимался Н. С. Курнаков (1860—1941); он же разработал учение о фазах и равновесиях физико-химических систем, продолжает эти работы М. Г. Валяшко.

Геохимические исследования в СССР развивались благодаря трудам А. П. Виноградова (1895—1975), А. А. Саукова, А. И. Тугаринова и других ученых. Широко известны работы А. П. Виноградова по геохимии почв и биогеохимии, по геохимии изотопов и определению абсолютного возраста геологических формаций. Он провел обширные исследования по космохимии, химии земной коры, верхней мантии и метеоритов, предложил способ моделирования механизма выплавления оболочек Земли и его экспериментально проверил.

Изучение закономерностей распределения полезных ископаемых и условий их образования успешно проводилось в нашей стране К. И. Богдановичем, В. А. Обручевым и продолжается акад. В. И. Смирновым.

Региональные минералогические и петрографические исследования, проведенные советскими геологами, явились необходимой научной основой для планирования поисковых работ, а следовательно, и для открытия многих месторождений и рудных районов.

В своих работах советские минералоги и петрографы применяют новейшие методы исследования, среди которых важную роль играют геохимические и геофизические методы. Новые методы исследования и совершенствование ранее известных методов позволяют быстрее и точнее определять минералы и руды, а также точнее делать прогнозы для поисков и разведки полезных ископаемых.

Большое значение в последнее время приобрели экспериментальные работы в области минералогии и петрографии. Действительно, многие спорные вопросы могут быть решены только путем проверки опытом. Поэтому развитию экспериментальных исследований должно быть в будущем уделено особое внимание.

В заключение необходимо отметить, что минералогические и петрографические исследования всегда неразрывно связаны с практическими потребностями народного хозяйства. Наряду с другими геологическими исследованиями они помогают выявлению и разведке разнообразных полезных ископаемых, а также играют важную роль в обеспечении минерально-сырьевой базы нашей страны.

Контрольные вопросы

1. Охарактеризуйте состояние науки о кристаллах, минералах и горных породах до XVIII в.
2. Каково значение работ М. В. Ломоносова и В. М. Севергина в развитии геолого-минералогических наук?
3. В чем заключаются научные заслуги акад. Е. С. Федорова?

4. Какой вклад в науку внесли Н. И. Кокшаров и Ф. Ю. Левинсон-Лессинг?

5. Какова роль В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана в развитии минералогии?

6. Назовите иностранных ученых, которые способствовали развитию минералогии и петрографии.

7. Как развиваются минералогия и петрография после Великой Октябрьской революции?

8. Назовите советских ученых, работающих в области кристаллографии, минералогии и петрографии.

9. В чем заключается практическое значение минералогии и петрографии?

І. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ КРИСТАЛЛОГРАФИИ

СВОЙСТВА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ

Кристаллография — наука о кристаллах. Она изучает форму, внутреннее строение, происхождение и свойства кристаллических веществ. По-гречески «кристаллос» означает «застывший на холоде». Так греки называли лед и горный хрусталь, полагая, что последний образовался так же, как и лед, при низкой температуре. Впоследствии кристаллами стали называться все твердые тела, образующиеся в природе и в лабораторных условиях и имеющие многогранную форму.

В природе хорошо ограненные кристаллы встречаются сравнительно редко; они образуются преимущественно в полых трещинах и пустотах горных пород, где они могут свободно расти. Размеры кристаллов могут быть различными. Мелкие кристаллы, имеющие ясную огранку, видны только под микроскопом, крупные могут достигать в длину 1 м и более.

Поверхность кристаллов ограничена плоскостями, которые носят название *г р а н е й*. Места соединения граней называются *р е б р а м и*, точки пересечения которых называются *в е р ш и н а м и* (рис. 1). Но в большинстве случаев кристаллические вещества не имеют ясно ограненной формы, хотя и обладают закономерным внутренним кристаллическим строением.

Кристаллические вещества чрезвычайно широко распространены в природе. Разнообразные горные породы, слагающие земную кору (граниты, мраморы, пески, соли и др.), представлены агрегатом кристаллических зерен. Такое же строение имеют все металлы, их сплавы и большинство окружающих нас предметов.

Кристаллическим веществам присущи следующие важнейшие свойства.

1. **Анизотропность** (т. е. неравносвойственность). Анизотропными называются такие тела, которые имеют одинаковые свойства в параллельных направлениях и неодинаковые — в непараллельных. Различные физические свойства кристаллов, такие, как теплопроводность, твердость, упругость, распространение света и др., изменяются с изменением направления. В противоположность анизотропным, изотропные тела имеют одинаковые свойства во всех направлениях.

2. **Способность самоограниваться**. Этой специфической особенностью обладают только кристаллические веще-

ства. При свободном росте кристаллы ограничиваются плоскими гранями и прямыми ребрами, принимая многогранную форму.

3. С и м м е т р и я. Симметрией называется закономерная повторяемость в расположении предметов или их частей на плоскости или в пространстве. Все кристаллы являются телами симметричными; «кристаллы блещут симметрией», — писал акад. Е. С. Федоров.

Перечисленные свойства кристаллических веществ объясняются их внутренним закономерным строением. Материальные частицы (атомы, ионы, молекулы) в кристаллическом веществе размещаются не хаотично, а в определенном строгом порядке. Они расположены параллельными рядами, причем расстояния между материальными частицами в этих рядах одинаковы. Эта закономерность в строении кристаллов выражается геометрически в виде пространственной решетки, являющейся как бы скелетом вещества (рис. 2).

Представить пространственную решетку можно как бесконечно большое число одинаковых по форме и размеру параллелепипедов, сдвинутых один относительно другого и сложенных так, что они выполняют пространство без промежутков. Вершины параллелепипедов, в которых находятся атомы, ионы или молекулы, называются узлами пространственной решетки, а прямые линии, проведенные через них, — рядами. Любая плоскость, которая проходит через три узла пространственной решетки (не лежащих на одной прямой), называется плоской сеткой. Элементарный параллелепипед, в вершинах которого находятся узлы решетки, носит название ячейки данной пространственной решетки.

Таким образом, кристаллическое вещество имеет строго закономерное (решетчатое, или ретикулярное) внутреннее строение (от латинского слова «ретикуля» — сетка).

Отсюда можно дать и более точное определение кристалла. Кристаллами называются твердые тела в виде многогранников, в которых слагающие их частицы (атомы, ионы, молекулы) расположены закономерно, или иначе кристаллы — это твердые тела ретикулярного строения.

Структура вещества, т. е. расположение атомов в данном веществе, при сходных термодинамических условиях всегда одинакова. Это означает, например, что все кристаллы кварца SiO_2 имеют одинаковое расположение атомов кремния и кислорода.

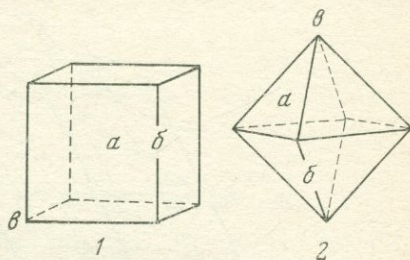


Рис. 1. Кристаллы поваренной соли (1) и магнетита (2).

a — грани, b — ребра, c — вершины



Закономерное внутреннее строение кристаллов предполагалось учеными давно. Начало этим взглядам было положено М. В. Ломоносовым и Х. Гюйгенсом. В конце XVIII в. французский ученый Р. Ж. Аюи высказал мысль, что составляющие кристалл молекулы имеют форму параллелепипедов. Впоследствии эти идеи были развиты его соотечественником А. Бравэ.

С исчерпывающей полнотой на основе математического анализа теория расположения атомов в пространстве была разработана в конце прошлого века крупнейшим русским кристаллографом Е. С. Федоровым. Эта теория блестяще подтвердилась после

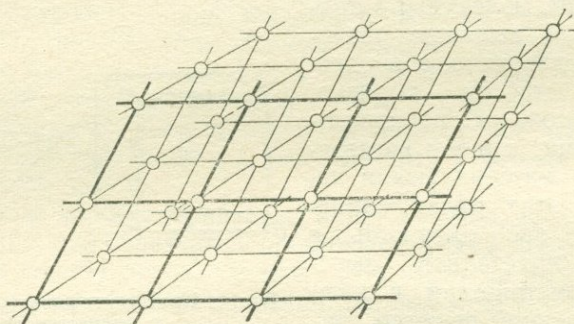


Рис. 2. Пространственная решетка

открытия М. Лауэ в 1912 г. дифракции рентгеновых лучей в кристаллах с последующей расшифровкой кристаллических структур.

Все важнейшие свойства кристаллических веществ являются следствием их внутреннего закономерного строения. Так, например, анизотропность кристаллов можно легко уяснить, если вести измерение каких-либо свойств в различных направлениях. В отношении твердости это хорошо видно на примере кристалла дистена (по-гречески «ди» — двойко, «стенос» — сопротивляющийся): в продольном направлении твердость его равна 4,5 (по шкале Мооса), в поперечном 6.

Если кристалл покрыть тонким ровным слоем воска и дотронуться до него концом нагретой иголки или проволоки, то воск будет таять, образуя ямки таяния в виде кругов или эллипсов. В одних кристаллах на всех гранях эти ямки будут иметь форму круга, в других кристаллах они будут кругами и эллипсами или только эллипсами. Эллиптическая форма ямок таяния доказывает неравномерное распределение тепла по разным направлениям в кристаллах.

Особенно четко анизотропия выявляется в оптических свойствах кристаллов, на чем основан один из важнейших методов их изучения, применяемый в минералогии и петрографии.

Способность кристаллов самоограняться также является естественным следствием их внутреннего строения. Грани кристаллов соответствуют плоским сеткам, ребра — рядам, а вершины уг-

лов — узлам пространственной решетки. Пространственная решетка имеет бесконечное множество плоских сеток, рядов и узлов. Но реальным граням кристаллов могут соответствовать лишь те плоские сетки решетки, которые имеют наибольшую ретикулярную плотность, т. е. на которых на единицу площади будет приходиться наибольшее число составляющих ее частиц (атомов или ионов). Таких плоских сеток сравнительно немного, отсюда и кристаллы имеют вполне определенное число граней.

Структура кристалла, т. е. расположение в нем отдельных частиц, является симметричной. Можно провести плоскости, по

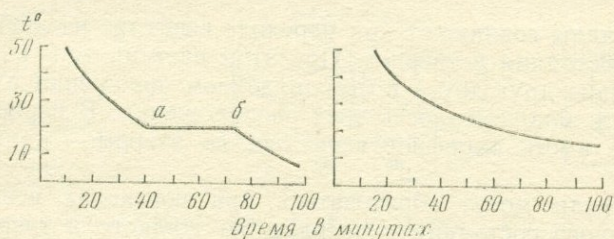


Рис. 3. Кривые охлаждения кристаллического (слева) и аморфного (справа) вещества, *a* и *б* — точки начала и конца кристаллизации

отношению к которым все слагающие кристалл частицы располагаются симметрично, можно провести также прямые линии — оси, вокруг которых эти частицы будут закономерно повторяться. Отсюда становится ясным, что и сам кристалл будет обладать плоскостями и осями симметрии, т. е. будет симметричным.

Все отмеченные выше свойства характерны лишь для кристаллических веществ. В аморфных веществах («аморфный» по-гречески означает «бесформенный») нет общего закономерного внутреннего строения; составляющие их частицы расположены беспорядочно, поэтому они изотропны, не обладают симметрией и не могут самоограняться. Расположение частиц в них такое же, как в жидкости, поэтому их иногда сравнивают с переохлажденными жидкостями. Примерами аморфных веществ могут служить стекло, пластмасса, клей, смола, затвердевшие коллоиды (гели).

Аморфные вещества в отличие от кристаллических не имеют четко выраженной температуры плавления. Наблюдая кривые охлаждения (или нагревания) кристаллических и аморфных веществ (рис. 3), можно видеть, что в первом случае имеются два резких перегиба (точки *a* и *б*), соответствующие началу и концу кристаллизации; в случае же охлаждения аморфного вещества мы имеем плавную кривую. По этому признаку можно легко отличить кристаллические вещества от аморфных.

1. Дайте определение понятию «кристалл».
2. Назовите важнейшие свойства кристаллических веществ.
3. Что мы называем гранью, ребром и вершиной кристаллов?
4. Какова распространенность кристаллических веществ в природе?
5. Как Вы представляете себе пространственную решетку?
6. Какие тела называются аморфными?
7. В чем заключается отличие кристаллических веществ от аморфных?

ОБРАЗОВАНИЕ И РОСТ КРИСТАЛЛОВ

Кристаллы возникают при переходе вещества из любого агрегатного состояния в твердое. При этом частицы могут оказаться относительно друг друга в беспорядочном положении или может возникнуть закономерность в их расположении. В первом случае мы будем иметь аморфное вещество, во втором — кристаллическое.

Кристаллы могут образоваться при переходах вещества из газообразного состояния в твердое, из жидкого в твердое и из твердого в твердое. Каждое из этих агрегатных превращений имеет много примеров в природе и технике.

Образование кристаллов серы, нашатыря, борной кислоты и др. происходит при охлаждении газов в кратерах вулканов и фумаролах. Наиболее обычным примером является образование снега: снежинки представляют собой скелетные кристаллики льда. В технике примером образования кристаллов из газовой фазы могут служить различные налеты (на стеклах, угле, в пробирках); получение некоторых из них в минералогии служит для диагностики отдельных элементов (сурьмы, мышьяка и ртути). Для получения и очистки кристаллов нафталина, йода и некоторых других продуктов в химической промышленности применяется их возгонка.

Особенно широко распространено в природе и технике образование кристаллов при переходе вещества из жидкого состояния в твердое. Здесь надо различать два случая образования кристаллов: из расплава и из раствора. Примером первого случая является кристаллизация магмы. Магма — огненно-жидкий силикатный расплав, содержащий различные химические соединения, в том числе и газы. При медленном остывании магмы образуется множество центров кристаллизации, кристаллы растут, мешая друг другу, и в результате образуется кристаллическая зернистая порода.

Примерами образования кристаллов из растворов могут служить образование льда и выпадение различных солей. Образование поваренной соли из водных растворов можно наблюдать на примерах озер Эльтон и Баскунчак. В заливе Кара-Богаз-Гол выпадают галит NaCl , калийные соли, глауберит $\text{Na}_2\text{Ca}[\text{SO}_4]_2$, астраханит $\text{Na}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$.

В технике примером кристаллизации из расплава служит получение металлов при различных металлургических процессах. Одним из методов получения искусственных кристаллов является получение их из раствора.

При переходе из твердого состояния в твердое следует отметить два случая. При одних процессах кристаллическое вещество может образоваться из аморфного. Так, с течением времени закристаллизовываются стекла и содержащие стекла вулканические породы. Другой процесс — перекристаллизация: структура

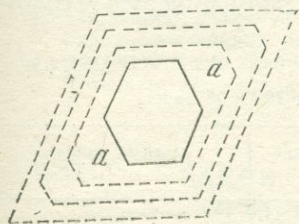


Рис. 4. Грани с большой скоростью нарастания (α) исчезают в процессе роста кристалла

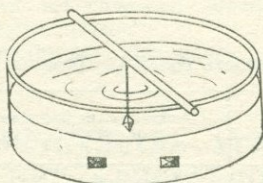


Рис. 5. Кристаллизатор с растущими в нем кристаллами

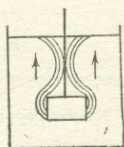


Рис. 6. Концентрационные потоки вокруг растущего кристалла

одних веществ разрушается и образуются новые кристаллы с иной структурой. Все метаморфические горные породы в той или иной степени являются перекристаллизованными. Под влиянием температуры, давления и других факторов известняк переходит в мрамор, глинистые породы — в филлиты и кристаллические сланцы. Явления перекристаллизации широко распространены в природе и имеют важное значение для понимания процессов образования минералов и руд.

Как же растут кристаллы? Выше уже говорилось, что грани кристаллов соответствуют наиболее плотным сеткам пространственной решетки. Мелкие кристаллики обычно имеют большое число граней, но в процессе роста некоторые грани зарастают. Нормали к граням есть направления их роста, т. е. в процессе роста грани перемещаются параллельно самим себе. Не все грани растут с одинаковой скоростью. Те из них, которые растут быстрее, уменьшаются в размерах и могут исчезнуть (рис. 4), поэтому форма кристалла в процессе его роста изменяется.

Иногда встречаются так называемые зональные кристаллы. Зональность их может быть обусловлена перерывами в кристаллизации или какими-либо примесями и окрашивающими веществами, которые присутствовали в определенные моменты кристаллизации. Положение этих зон показывает перемещение граней кристалла при росте параллельно самим себе. Изучение зональных кристаллов помогает выяснить условия их роста.

Как простейший способ выращивания кристаллов можно рекомендовать следующий. Возьмем несколько граммов квасцов

или медного купороса, измельчим в порошок и растворим в воде так, чтобы получился пересыщенный раствор (табл. 1). Чтобы сделать раствор пересыщенным, растворение соли следует вести при нагревании. Отфильтрованный раствор помещают в простейший кристаллизатор (стакан с широким дном) и дают остыть. При охлаждении получаем насыщенный и затем пересыщенный раствор. В кристаллизатор опускают на нитке небольшой кристаллик той же соли — затравку (рис. 5). Через некоторое время мы увидим на стенках и дне сосуда множество мелких кристалликов, а затравка увеличится в размерах и примет ясную огранку.

Т а б л и ц а 1

Растворимость солей (в граммах на 100 см³ воды)

Температура, °С	Алюмокальневые квасцы $KAl[SO_4]_2 \cdot 12H_2O$	Медный купорос $Cu[SO_4] \cdot 5H_2O$
0	3,9	31,61
10	9,52	36,95
20	15,13	42,31
30	22,01	48,81
40	30,92	56,90

Нужно всегда иметь в виду, что кристаллизацию ведут из пересыщенных растворов. Сам процесс заключается в том, что в пересыщенных растворах частицы вещества, закономерно соединяясь друг с другом, образуют зародыш, из которого затем развивается кристалл. Чтобы избежать возникновения многих центров кристаллизации, в раствор опускают кристаллик — затравку.

В растворе при интенсивном росте кристалла иногда бывают хорошо заметны характерные струи. Пересыщенный раствор отдаст опущенному в него кристаллику часть растворенного вещества, за счет чего кристаллик и растет. Становясь более легкими, эти порции раствора поднимаются вверх, а на их место с боков и снизу поступает более насыщенный раствор. Эти перемещения раствора (струи) называются **концентрационными потоками**, они сильно влияют на форму растущего кристалла. В нашем случае (рис. 6) кристалл будет расти книзу, так как снизу поступает более насыщенный раствор.

Всю операцию по выращиванию кристаллов надо проводить стерильно, чтобы не загрязнять раствор, так как в этом случае вокруг пылинок образуется множество центров кристаллизации, которые будут мешать росту кристалла.

В настоящее время известно много способов получения искусственных кристаллов из раствора и расплава. Так, искусственно выращиваются кристаллы сегнетовой соли $KNaC_4H_4O_6 \cdot 4H_2O$, хлористого аммония NH_4Cl и др. Практическое значение искус-

ственных кристаллов можно оценить на примере сахарного песка, получаемого в больших количествах на заводах. Большое значение имеет получение искусственных технических и драгоценных камней и твердых сплавов: пьезокварца, карборунда, рубина, алмаза, сапфира и др.

Контрольные вопросы

1. При каких условиях возникают кристаллы? Приведите примеры.
2. Как влияют скорости роста граней на форму кристалла?
3. Каков простейший способ выращивания кристаллов?
4. Что такое концентрационные потоки?
5. Приведите примеры искусственных кристаллов.

ЗАКОН ПОСТОЯНСТВА УГЛОВ. ИЗМЕРЕНИЕ КРИСТАЛЛОВ

Каждый кристалл имеет определенную структуру, т. е. определенное расположение составляющих его материальных частиц. Все кристаллы одного и того же минерала имеют одинаковую структуру, а так как их внешняя форма есть следствие внутреннего строения, то они должны иметь одинаковые граничные углы.

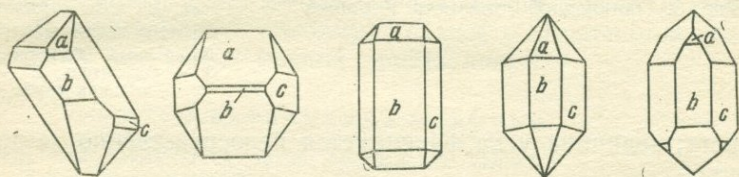


Рис. 7. Кристаллы кварца, иллюстрирующие закон постоянства углов

В самом деле, если мы имеем различные кристаллы какого-либо минерала, например кварца, то независимо от величины кристалла, способов его образования, формы и размера граней, углы между соответственными гранями будут всегда постоянными (рис. 7).

Это положение, известное как закон постоянства граничных углов, формулируется следующим образом: *углы между соответствующими гранями во всех кристаллах одного и того же вещества при одинаковых условиях давления и температуры постоянны*. Закон постоянства граничных углов был установлен Н. Стеноном на кристаллах гематита и горного хрусталя; впоследствии этот закон был подтвержден М. В. Ломоносовым и Роме де Лилем.

Поскольку углы между соответствующими гранями кристаллов одного и того же минерала всегда равны, эта закономерность может служить основанием для их диагностики.

Для измерения природных многогранников были изобретены специальные приборы — гониометры (от греческого «го-ния» — угол). Ученым Каранжо был предложен простейший из них, так называемый прикладной гониометр (рис. 8). Он состоит из линейки AB и транспортира CD . Кристалл K прикладывается так, чтобы между его гранями, линейкой и транспортиром не было

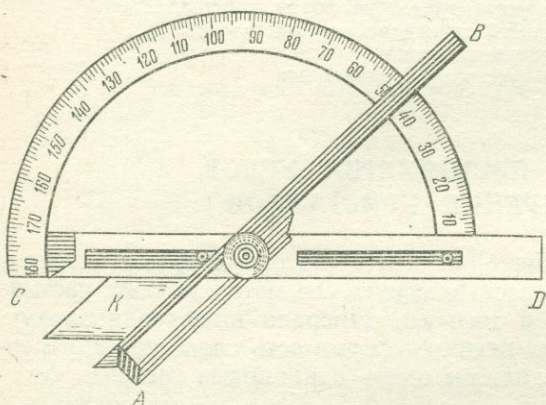


Рис. 8. Прикладной гониометр Каранжо

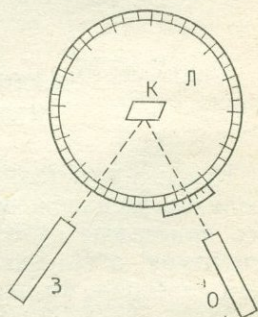


Рис. 9. Схема отражательного гониометра:

Л — лимб, К — кристалл,
О — осветитель, З — зрительная труба

просвета; величина угла фиксируется непосредственно на транспортире.

Неудобство этих гониометров состоит в том, что на них можно измерять углы лишь достаточно крупных кристаллов, в то время как часто приходится иметь дело с кристаллами размером в 2—3 мм и менее. Кроме того, точность измерения на прикладных гониометрах не превышает 1° .

Изобретенный впоследствии Волластоном отражательный гониометр дал возможность измерять мелкие кристаллы со значительно большей точностью. В центре лимба отражательного гониометра (рис. 9) находится кристаллоносец с кристаллом, на который через специальную трубу (коллиматор) направляется узкий пучок света. В другой, зрительной, трубе при поворотах лимба фиксируются сигналы (отсветы) от граней кристалла. Двугранный угол определяется по разности двух отсчетов, он является дополнительным до 180° .

Е. С. Федоровым был изобретен двукружный гониометр (рис. 10), в котором имеются два круга — горизонтальный и вертикальный, что дает возможность измерять углы между любыми

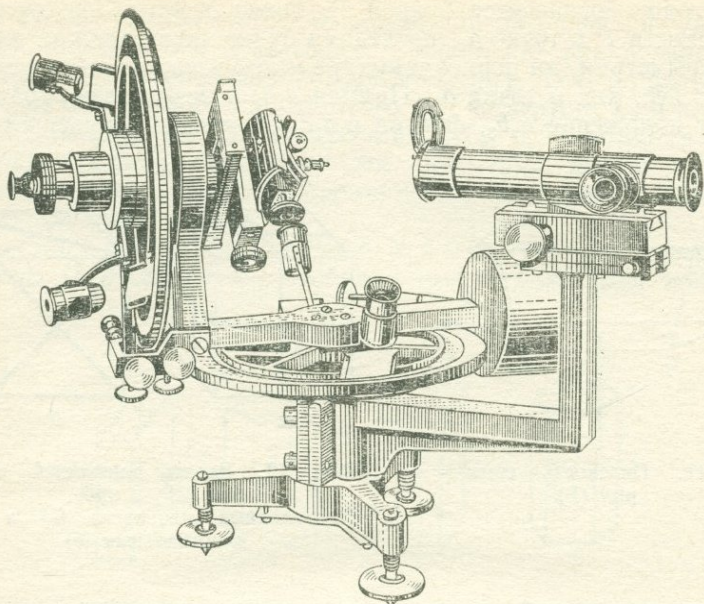


Рис. 10. Двукружный гониометр Е. С. Федорова

гранями кристалла, не меняя его положения. На этом приборе можно быстро замерить положение граней в сферических координатах даже для самых мелких кристаллов.

Контрольные вопросы

1. В чем заключается закон постоянства углов?
2. Что такое гониометр?
3. Какие существуют гониометры?

СИММЕТРИЯ КРИСТАЛЛОВ

Симметрия есть закономерная повторяемость в расположении фигур или их частей на плоскости или в пространстве. Эта закономерность выражается, например, в совмещении частей фигуры при отражении в плоскости или вращении фигуры вокруг какой-либо оси. В природе симметрия проявляется в большом разнообразии и особенно характерна для кристаллов. Она является их важнейшим и специфическим свойством, отражающим закономерность внутреннего строения.

Рассмотрим симметрические преобразования, или элементы симметрии.

1. **Плоскость симметрии.** Это воображаемая плоскость, которая делит фигуру на две равные части так, что одна из частей является зеркальным отражением другой. Плоскость

симметрии обозначается буквой P . Точка a_1 (рис. 11) отразится в плоскости P в точке a_2 , последняя будет находиться за плоскостью симметрии, на перпендикуляре к ней и на таком же расстоянии от нее, как и точка a_1 . Прямая a_1b_1 в результате отражения займет положение a_2b_2 , фигура $a_1b_1c_1$ отразится в плоскости как $a_2b_2c_2$.

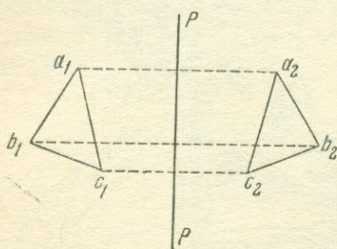


Рис. 11. Плоскость симметрии (P)

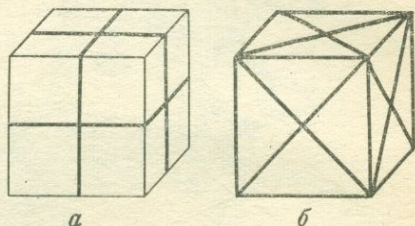


Рис. 12. Девять плоскостей симметрии ($9P$) в кубе. Три главных плоскости (a) и шесть диагональных (b)

Если плоскостей симметрии в данном кристалле несколько, то перед обозначением плоскости ставится их число, например $3P$ (три плоскости симметрии имеет спичечная коробка). В кристаллах могут быть одна, две, три, четыре, пять, шесть, семь

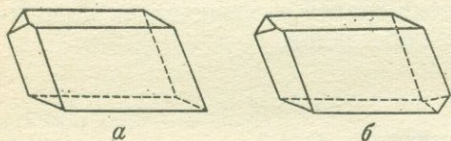


Рис. 13. Кристаллы без центра симметрии (a) и с центром симметрии (b)

и девять плоскостей симметрии (рис. 12). Теоретически можно доказать, что восьми и более девяти плоскостей симметрии в кристаллах быть не может. Многие кристаллы вообще не имеют ни одной плоскости симметрии.

2. Центр симметрии (иногда заменяется термином «центр инверсии»). Центром симметрии называется такая точка внутри фигуры, при проведении через которую любая прямая встретит на равном от нее расстоянии одинаковые и обратно расположенные части фигуры. Центр симметрии обозначается буквой C . Если каждая грань кристалла имеет себе равную, параллельную, хотя и обратно расположенную грань, то данный кристалл обладает центром симметрии (рис. 13, b). Некоторые кристаллы могут не иметь центра симметрии (рис. 13, a).

3. Оси симметрии. Осью симметрии называется воображаемая прямая, при повороте вокруг которой всегда на один и тот же угол происходит совмещение равных частей фигуры.

При повороте на 360° совмещение граней в разных кристаллах возможно два, три, четыре или шесть раз (т. е. при каждом по-

вороте на $180, 120, 90$ и 60°). Ось симметрии обозначается буквой L (или G), порядок оси показывает, сколько раз при повороте на 360° произойдет совмещение каждой из граней. Так, в кристаллах возможны оси второго L_2 , третьего L_3 , четвертого L_4 и шестого L_6 порядков (рис. 14). Оси симметрии L_3, L_4, L_6 называются осями симметрии высшего порядка. Оси симметрии пятого и выше шестого порядка в силу закономерностей внутреннего строения кристаллов невозможны.

4. Инверсионные оси симметрии. Инверсионной осью (L_i) называется воображаемая прямая, при повороте

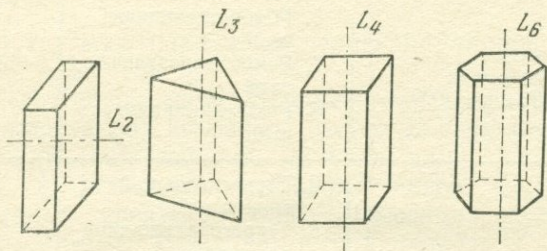


Рис. 14. Оси симметрии: L_2, L_3, L_4 и L_6

вокруг которой на некоторый определенный угол и отражении в центральной точке фигуры (как в центре симметрии) фигура совмещается сама с собой, т. е. инверсионная ось представляет совместное действие оси симметрии и центра симметрии. При этом нужно отметить, что на кристаллах центр симметрии может не проявляться в виде самостоятельного элемента симметрии.

Инверсионные оси обозначаются: $L_{i1}, L_{i2}, L_{i3}, L_{i4}, L_{i6}$ и читаются, к примеру, так: L_{i4} — инверсионная ось четвертого порядка. L_{i1} есть C , ибо поворот на 360° оставляет фигуру на месте ($L_{i1} = C$). L_{i2} соответствует плоскости симметрии P ($L_{i2} = P$). L_{i3} всегда совпадает с простой тройной осью L_3 ($L_{i3} = L_3$). L_{i4} одновременно всегда является и простой двойной осью симметрии L_2 (но не всякая L_2 есть L_{i4}). L_{i6} одновременно всегда соответствует простой тройной оси и плоскости, перпендикулярной к ней, т. е. $L_{i6} = L_3P$.

В кристаллах иногда различают вместо инверсионных так называемые зеркально-поворотные оси ($\mathcal{L}$). Совмещение граней в случае присутствия этих осей достигается при повороте вокруг простой оси на определенный угол и одновременном отражении в перпендикулярной к оси плоскости. Зеркально-поворотные оси соответствуют отмеченным выше элементам симметрии. Так, действие зеркально-поворотной оси третьего порядка ($\mathcal{L}_3$) соответствует инверсионной оси шестого порядка (L_{i6}) и соответствует

Названия и формулы 32 видов симметрии

Категории	Сингония и константы элементарного параллелепипеда	Название вида по наиболее простой общей форме	Формула симметрии
Низшая	Триклинная $a \neq b \neq c;$ $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$	{ 1. Монокрический 2. Пинакоидальный	L_1 C
	Моноклинная $a \neq b \neq c;$ $\alpha = \gamma = 90^\circ; \beta \neq 90^\circ$	{ 3. Диэдрический безосный 4. Диэдрический осевой 5. Призматический	P L_2 L_2PC
	Ромбическая $a \neq b \neq c;$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	{ 6. Ромбо-пирамидальный 7. Ромбо-тетраэдрический 8. Ромбо-дипирамидальный	L_22P $3L_2$ $3L_23PC$
Средняя	Тетрагональная $a = b \neq c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	{ 9. Тетрагонально-пирамидальный 10. Тетрагонально-дипирамидальный 11. Дитетрагонально-пирамидальный 12. Тетрагонально-трапецоэдрический 13. Дитетрагонально-дипирамидальный 14. Тетрагонально-тетраэдрический 15. Тетрагонально-скаленоэдрический	L_4 L_4PC L_44P L_44L_2 L_44L_25PC L_{i_4} $L_{i_4}2L_22P$
	Тригональная $a = b = c;$ $\alpha = \beta = 90^\circ;$ $\gamma = 120^\circ$	{ 16. Тригонально-пирамидальный 17. Ромбоэдрический 18. Дитригонально-пирамидальный 19. Тригонально-трапецоэдрический 20. Дитригонально-скаленоэдрический	L_3 L_3C L_33P L_33L_2 L_33L_23PC
	Гексагональная $a = b = c;$ $\alpha = \beta = 90^\circ;$ $\gamma = 120^\circ$	{ 21. Гексагонально-пирамидальный 22. Гексагонально-дипирамидальный 23. Дигексагонально-пирамидальный 24. Гексагонально-трапецоэдрический 25. Дигексагонально-дипирамидальный 26. Тригонально-дипирамидальный 27. Дитригонально-дипирамидальный	L_6 L_6PC L_66P L_66L_2 L_66L_27PC $L_{i_6} = L_3P$ $L_{i_6}3L_23P = L_33L_24P$

Категория	Сингония и константы элементарного параллелепипеда	Название вида по наиболее простой общей форме	Формула симметрии
Высшая	Кубическая $a = b = c;$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	$\left\{ \begin{array}{l} 28. \text{ Тритетраэдрический} \\ 29. \text{ Дидодекаэдрический} \\ 30. \text{ Гексатетраэдрический} \\ 31. \text{ Триоктаэдрический} \\ 32. \text{ Гексаоктаэдрический} \end{array} \right.$	$4L_3 3L_2$ $4L_3 3L_2 3PC$ $4L_3 3L_2 (3L_{i_4}) 6P$ $3L_4 4L_3 6L_2$ $3L_4 4L_3 6L_2 9PC$

простой оси третьего порядка и перпендикулярной к ней плоскости (L_3P) (рис. 15).

Как же сочетаются элементы симметрии в кристаллах? Оказывается, в кристаллах возможны только 32 сочетания элементов симметрии, или, как говорят, 32 вида симметрии (табл. 2). Вывод всех возможных видов симметрии был сделан И. Ф. Гесселем и А. В. Гадолиным. Виды симметрии объединяются в сингонии (от греческого «син» — сходно и «гония» — угол) или системы. Всего различают семь сингоний.

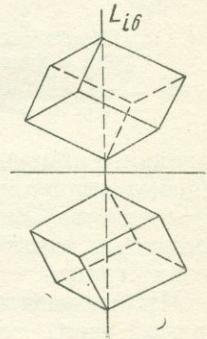


Рис. 15. Инверсионная ось шестого порядка L_6 или зеркально-поворотная ось третьего порядка L_3 на ромбоэдре кальцита

Триклинная, моноклинная и ромбическая сингонии называются низшими, потому что они не имеют осей симметрии выше второго порядка (L_2).

Тригональная, тетрагональная и гексагональная сингонии называются средними; они имеют одну ось симметрии высшего порядка, соответственно L_3 , L_4 (или L_{i_4}), L_6 (или L_{i_6}).

Кубическая сингония имеет несколько осей симметрии высшего порядка (L_3 , L_4 или L_{i_4}); она называется высшей сингонией.

Контрольные вопросы

1. Что такое симметрия? Какие Вы знаете элементы симметрии?
2. Как определить, имеется ли в кристалле центр симметрии?
3. Какие оси симметрии могут существовать в кристаллах?
4. Сколько известно сочетаний элементов симметрии (видов симметрии) в кристаллах?
5. Что такое сингония?
6. Какие существуют сингонии? Их характеристика.

ПРОСТЫЕ ФОРМЫ И КОМБИНАЦИИ. ОБЗОР ПРОСТЫХ ФОРМ ПО СИНГОНИЯМ

Совокупность граней, которая может быть получена из исходной грани при действии всех элементов симметрии данного кристалла, называется **простой формой**. Следовательно, это такая фигура в кристалле, все грани которой при равномерном развитии по размеру и форме одинаковы. В кристалле могут присутствовать одна, две или несколько простых форм. Сочетание

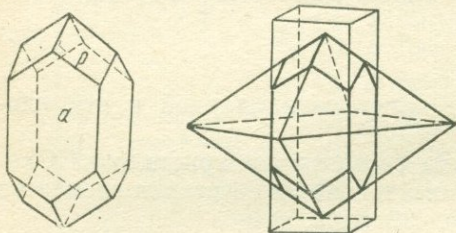


Рис. 16. Образование комбинации простых форм у кристалла циркона:

a (100) — тетрагональная призма, p (111) — тетрагональная дипирамида

двух или нескольких простых форм называется **комбинацией**. Простые формы могут замыкать и не замыкать пространства; они соответственно называются **открытыми** и **закрытыми**. Так, например, кристалл циркона, изображенный на рис. 16, представляет собой комбинацию двух простых форм: тетрагональной призмы (грань a) и тетрагональной дипирамиды (грань p). Призма является открытой формой, поскольку она не замыкает пространства, дипирамида же — закрытая форма, так как она полностью замыкает пространство, пусть даже на продолжении своих граней.

Чтобы различить на кристаллах простые формы, нужно, прежде всего, знать правило: сколько на равномерно развитом кристалле разных граней, столько будет и простых форм. На описанном кристалле циркона различаются грани двух видов, следовательно, имеются и две простые формы.

Рассмотрим простые формы встречающиеся в различных сингониях¹.

В низших сингониях возможны следующие простые формы (рис. 17).

Моноэдр — простая форма, представленная одной гранью.

Пинакоид — две равные параллельные грани, которые иногда могут быть обратно расположенными.

Диэдр — две равные пересекающиеся грани (могут пересекаться на своем продолжении).

¹ Для понимания названий простых форм следует знать некоторые греческие слова, от которых происходят эти названия: «эдра» — грань, «пинакс» — доска, «моно» — один, «ди» — два, «три» — три, «тетра» — четыре, «пента» — пять, «гекса» — шесть, «окта» — восемь, «дека» — десять, «додека» — двенадцать, «скалена» — разносторонний треугольник, «трапеца» — четырехугольник, сложенный равнобедренным и разносторонним треугольниками.

Ромбическая призма — четыре равных попарно параллельных грани; в сечении образуют ромб.

Ромбическая пирамида — четыре равные пересекающиеся грани; в сечении также образуют ромб.

Перечисленные простые формы относятся к открытым, так как они не замыкают пространства. Присутствие в кристалле открытых простых форм, например, ромбической призмы обязательно вызывает присутствие других простых форм, например, пинакоида или ромбической дипирамиды, необходимых для того, чтобы получилась замкнутая фигура.

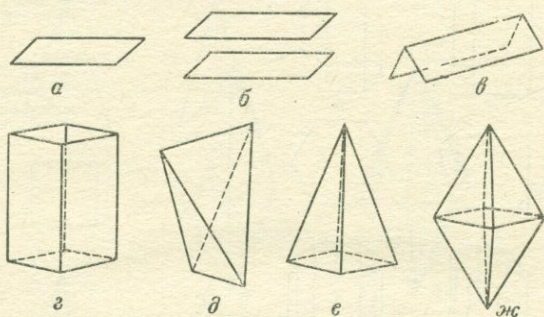


Рис. 17. Простые формы низших сингоний:

а — моноэдр, *б* — пинакоид, *в* — диэдр, *г* — ромбическая призма, *д* — ромбический тетраэдр, *е* — ромбическая пирамида, *жс* — ромбическая дипирамида

Из закрытых простых форм низших сингоний отметим следующие.

Ромбическая дипирамида — две ромбические пирамиды, сложенные основаниями; форма имеет восемь равных граней, дающих в поперечном сечении ромб;

Ромбический тетраэдр — четыре грани, замыкающие пространство и имеющие форму косоугольных треугольников.

В средних сингониях из перечисленных выше простых форм могут присутствовать только моноэдр и пинакоид. Открытыми простыми формами средних сингоний будут призмы и пирамиды.

В соответствующих сингониях могут быть тригональные, тетрагональные и гексагональные призмы (рис. 18). Сечения, перпендикулярные к осям высшего порядка L_3 , L_4 или L_6 , будут иметь форму треугольника, квадрата или шестиугольника. Могут быть призмы с удвоенным числом граней: дитригональная, дитетрагональная и дигексагональная. В последнем случае все грани равны, но одинаковые углы между ними чередуются через один. Пирамиды (рис. 19) также могут быть тригональные (и дитригональные), тетрагональные

(и дитетрагональные), гексагональные (и дигексагональные). В поперечном сечении они также дают треугольник, квадрат и шестиугольник или удвоенные указанные фигуры.

К закрытым формам относятся дипирамиды, скаленоэдры, трапецоэдры, ромбоэдр и тетрагональный тетраэдр.

Дипирамиды могут быть тригональные, тетрагональные и гексагональные или при удвоении

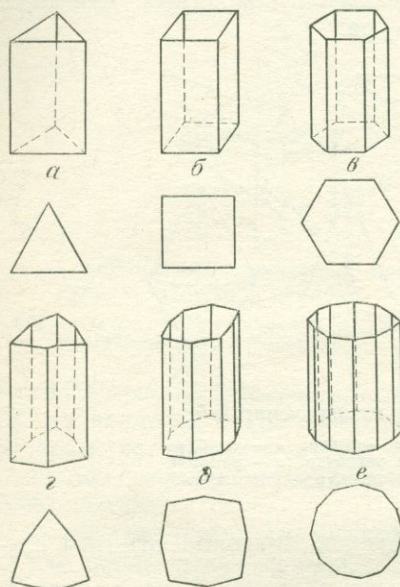


Рис. 18. Призмы средних сингоний: а — тригональная, б — тетрагональная, в — гексагональная, г — дитригональная, д — дитетрагональная, е — дигексагональная

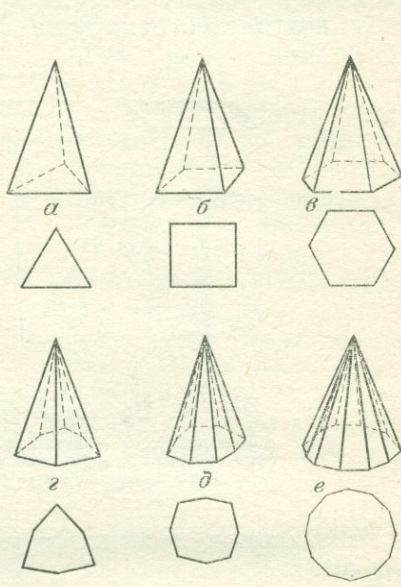


Рис. 19. Пирамиды средних сингоний: а — тригональная, б — тетрагональная, в — гексагональная, г — дитригональная, д — дитетрагональная, е — дигексагональная

числа граней — дитригональные, дитетрагональные и дигексагональные (рис. 20). Дипирамиды представляют собой как бы две пирамиды, сложенные основаниями.

Скаленоэдр (рис. 21) — простая форма, состоящая из равных разносторонних треугольников. Скаленоэдры встречаются только в тригональной и тетрагональной сингониях.

Трапецоэдр (рис. 22) напоминает дипирамиду. Грани этой простой формы имеют вид четырехугольников, а боковые ребра не лежат в одной плоскости. Трапецоэдры возможны лишь в тех видах симметрии, где отсутствуют плоскости симметрии.

Ромбоэдр (рис. 23) состоит из шести граней в виде ромбов, напоминает вытянутый или сплюснутый по диагонали куб. Он возможен только в тригональной и гексагональной сингониях.

Рис. 20. Дипирамиды
средних сингоний:

a — тригональная, *б* —
тетрагональная, *в* — гек-
сагональная, *г* — дитри-
гональная, *д* — дитетра-
гональная, *е* — дигекса-
гональная

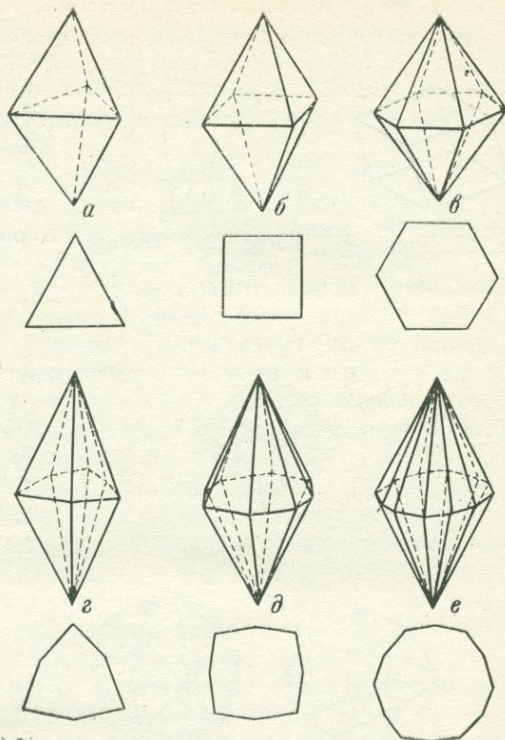


Рис. 21. Скаленоэдры:

a — тетрагональный, *б* —
тригональный

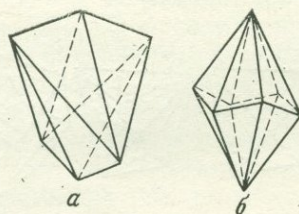
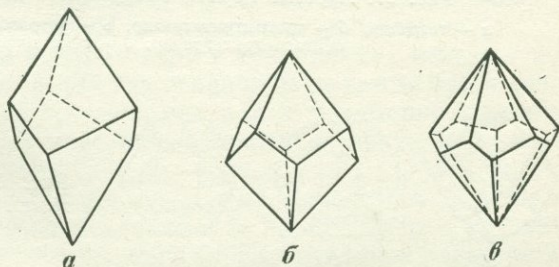


Рис. 22. Трапецеэдры:

a — тригональный, *б* —
тетрагональный, *в* — гек-
сагональный



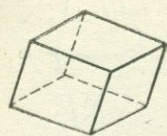
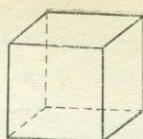


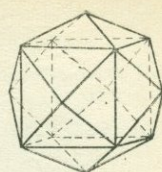
Рис. 23. Ромбоэдр



Рис. 24. Тетрагональный тетраэдр

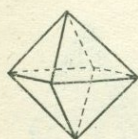


a

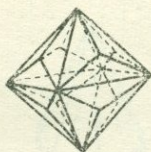


b

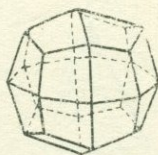
Рис. 25. Куб (*a*) и тетрагексаэдр (*b*)



a



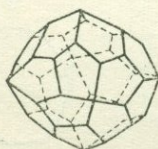
b



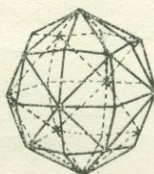
b

Рис. 26. Простые формы, выводящиеся из октаэдра:

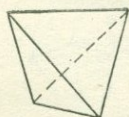
a — октаэдр, *b* — тригон-триоктаэдр, *в* — тетрагон-триоктаэдр, *г* — пентагон-триоктаэдр, *д* — гексаоктаэдр



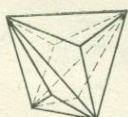
г



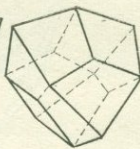
д



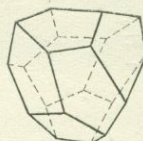
a



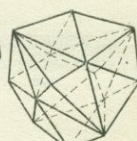
b



в



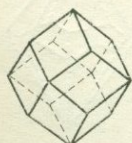
г



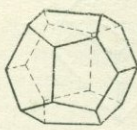
д

Рис. 27. Простые формы, выводящиеся из тетраэдра:

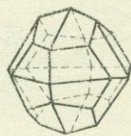
a — тетраэдр, *b* — тригонритетраэдр, *в* — тетрагонритетраэдр, *г* — пентагонритетраэдр, *д* — гексатетраэдр



a



b



в

Рис. 28. Ромбододекаэдр (*a*), пентагондододекаэдр (*b*) и дидододекаэдр (*в*)

Тетрагональный тетраэдр (рис. 24) представляет собой четыре равные грани в виде равнобедренных треугольников.

В кубической сингонии имеется 15 простых форм, все они закрытые. Простые формы низших и средних сингоний в кубической сингонии не встречаются.

Куб (гексаэдр) представляет собой шесть попарно параллельных квадратных граней (рис. 25). Если каждую грань куба заменить четырьмя треугольными гранями, то получится простая форма, которая называется тетрагексаэдр.

Октаэдр (рис. 26) представляет собой совокупность восьми попарно параллельных граней. Если каждая грань октаэдра замещена тремя гранями (триоктаэдр), то по количеству сторон этих граней различают тригонтриоктаэдр, тетрагонтриоктаэдр и пентагонтриоктаэдр. При замещении грани октаэдра шестью гранями получим гексаоктаэдр, состоящий из 48 граней.

Тетраэдр кубической сингонии состоит из четырех равносторонних треугольников, замыкающих пространство (рис. 27). Если каждую грань тетраэдра заменить тремя гранями, то по аналогии с октаэдром получим тригонтритетраэдр, тетрагонтритетраэдр и пентагонтритетраэдр. При замещении каждой грани тетраэдра шестью гранями получается гексатетраэдр.

Ромбододекаэдр представляет собой простую форму, состоящую из 12 граней в виде ромбов (рис. 28, а).

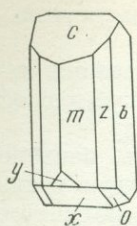
Пентагондододекаэдр также состоит из 12 граней, но имеющих форму неправильных пятиугольников (рис. 28, б).

Дидододекаэдр — «удвоенный» додекаэдр, каждая грань которого заменена двумя гранями (рис. 28, в); состоит из 24 граней.

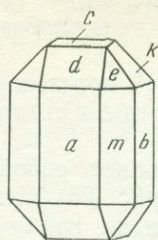
После обзора простых форм по сингониям рассмотрим некоторые комбинации их. Комбинации нескольких простых форм для кристаллов моноклинной и ромбической сингоний соответственно показаны на примерах ортоклаза (рис. 29) и оливина (рис. 30). Разбор комбинаций форм для кристаллов средних сингоний приведен на рисунках кристаллов циркона (см. рис. 16), кальцита (рис. 31) и берилла (рис. 32). Примеры комбинации простых форм для кристаллов кубической сингонии даны на рисунках кристаллов граната (рис. 33), сфалерита (рис. 34) и галенита (рис. 35). Символы граней объяснены в следующем разделе.

При определении простых форм в комбинациях нельзя основываться на форме граней, так как грани куба не всегда будут квадратами, грани ромбоэдра — ромбами и т. д. Сочетание нескольких простых форм иногда совершенно искажает какую-либо из них в ее полном развитии.

Все сказанное касается, как уже отмечалось, кристаллов в их идеальном развитии. Знакомясь на практике с реальными кристаллами и минералами, мы увидим, что такое развитие кри-



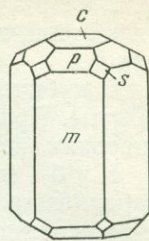
29



30



31



32

Рис. 29. Ортоклаз. Формула симметрии L_2PC .

Простые формы: 4 пинакоида — b (010), c (001), x ($10\bar{1}$), y ($20\bar{1}$), 3 ромбические призмы — m (110), z (130), o ($11\bar{1}$)

Рис. 30. Оливин. Формула симметрии $3L_23PC$.

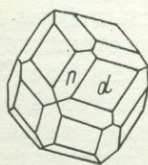
Простые формы: 3 пинакоида a (100), b (100), c (001), 3 ромбические призмы m (110), d (101), k (021), ромбическая дипирамида e (111)

Рис. 31. Кальцит. Формула симметрии L_33L_23PC .

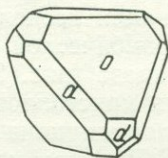
Сингония тригональная. Простые формы: гексагональная призма m ($10\bar{1}0$) ромбоэдр e ($01\bar{1}2$), дитригональный скаленоэдр y ($32\bar{5}1$)

Рис. 32. Берилл. Формула симметрии L_66L_27PC .

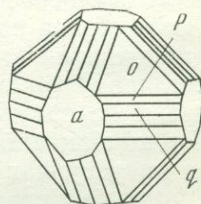
Простые формы: пинакоид c (0001), гексагональная призма m (1010), две гексагональные дипирамиды p (1011) и s (1121)



33



34



35

Рис. 33. Гранат. Формула симметрии $3L_44L_36L_29PC$.

Простые формы: ромбододекаэдр d (110) и тетрагонтриоктаэдр n (211)

Рис. 34. Сфалерит. Формула симметрии $3L_44L_36P$.

Простые формы: куб a (100), тетраэдр o (111), ромбододекаэдр d (110)

Рис. 35. Галенит. Формула симметрии $3L_44L_36L_29PC$.

Простые формы: куб a (100), октаэдр o (111), два тригонтриоктаэдра p (221) и q (331)

сталлов является редкостью (гранаты, пирит, кварц, топаз и др.). Кристаллы нередко кажутся несимметричными. Это зависит от условий их роста. Для того чтобы обнаружить симметрию кристалла, необходимо измерить его углы.



Рис. 36. Друза кварца

В природе кристаллы встречаются не только в виде отдельных индивидов, но и в виде сростков. Сrostки двух или нескольких кристаллов могут быть закономерными и неzaкономерными. Не-закономерные срастания кристаллов образуют друзы (или щетки) и разнообразные другие формы, в которых срастаются зерна минералов, не обязательно ограниченные естественными плоскостями кристаллов. Подобные срастания весьма характерны для кварца, топаза, кальцита и многих других кристаллов (рис. 36).

К закономерным сrostкам относятся двойники, т. е. такие сrostки, в которых один кристалл является зеркальным отражением другого, или повернут относительно другого на 180° . Плоскость, по которой два кристалла срастаются

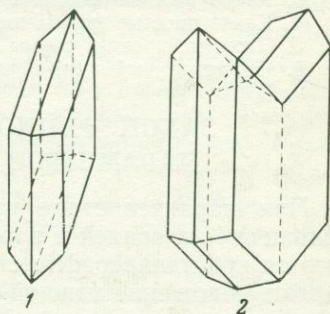


Рис. 37. Гипс. Единичный кристалл (1) и двойник срастания «ласточкин хвост» (2)

друг с другом, называется плоскостью срастания. В двойниках срастания плоскость срастания четко отделяет один кристалл от другого (рис. 37), в двойниках прорастания (рис. 38) кристаллы как бы прорастают друг в друга, срастаясь нередко по извилистым поверхностям.

На рис. 39 показан двойниковый шов на кварце, — это так называемый японский двойник, в котором угол между осями L_3 двух индивидов близок к 90° .

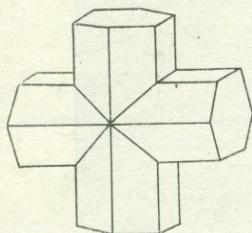


Рис. 38. Двойник прорастания у ставролита

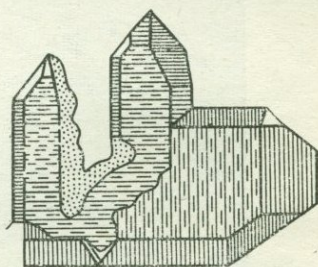


Рис. 39. Двойниковый шов на кварце (японский двойник)

Образование двойников весьма характерно для многих минералов, в том числе очень распространенных — кварца и полевого шпата. Двойникование в кристаллах может повторяться несколько раз. При этом образуются тройники (см. рис. 111б), четверники и в случае большего числа индивидов — полисинтетические двойники (см. рис. 148 и 149). Необходимо отметить, что двойники образуются не только срастанием двух или более ограненных кристаллов, — они возникают и в кристаллических агрегатах, например, при перекристаллизации.

Контрольные вопросы

1. Что такое простая форма и комбинация?
2. Какие простые формы называются открытыми и какие закрытыми?
3. Какие простые формы существуют в кристаллах низших сингоний?
4. Какие простые формы имеются в кристаллах средних сингоний?
5. Назовите простые формы кубической сингонии.
6. Что такое двойники? Приведите пример.

ЗАКОН РАЦИОНАЛЬНЫХ ОТНОШЕНИЙ ПАРАМЕТРОВ И СИМВОЛЫ ГРАНЕЙ

При характеристике кристаллов важно выяснить взаимное положение их граней в пространстве. Для их обозначения применяются кристаллографические символы, которые однозначно определяют положение каждой грани кристалла относительно некоторых координатных осей. Координатные оси в большинстве случаев совпадают с осями и плоскостями симметрии или перпендикулярами к ним.

Понятие о символах граней следует из закона рациональных отношений параметров. Для пояснения этого закона разберем чертеж, представленный на рис. 40. Точка O — начало координат. Оси X , Y и Z — координатные оси. Ось X называется осью I , к наблюдателю она имеет положительное значение. Ось Y называется осью II , положительное значение она имеет вправо от начала координат. Ось Z называется осью III , она имеет положительное значение вверх от точки O .

При выборе координатных осей в большинстве случаев ограничиваются тремя осями, но для кристаллов тригональной и гексагональной сингонии приходится проводить четыре оси: три горизонтальные и одну вертикальную.

Отрезки, отсекаемые на координатных осях (Oa_1 , Oa_2 , Oa_3 , ..., Ob_1 , Ob_2 , Ob_3 , ..., Oc_1 , Oc_2 , Oc_3 ...), называются линейными параметрами. Они могут быть одинаковыми или различными в зависимости от симметрии элементарного параллелепипеда кристаллической решетки.

Грань $a_1b_1c_1$ называется единичной гранью, поскольку она отсекает по одному промежутку на каждой координатной оси. Величины, отсекаемые на координатных осях единичной гранью, называются осевыми единицами; они получили постоянные обозначения: a по оси I , b по оси II и c по оси III .

Для единичной грани отношения $a : b : c = 1 : 1 : 1$. Аналогично, любая грань, параллельная грани $a_1b_1c_1$, например $a_2b_2c_2$, также называется единичной, так как она отсекает на координатных осях отрезки, относящиеся как $1 : 1 : 1$. Это ясно и из того, что $a_1b_1c_1$ и $a_2b_2c_2$ — по существу одна и та же грань, переместившаяся в процессе роста параллельно самой себе.

В другом случае грань будет отсекает различные отрезки на координатных осях. Так, грань $a_2b_6c_3$ отсекает отрезки, относящиеся между собой как $2a : 6b : 3c$.

Если разделить отрезки, отсекаемые на координатных осях какой-либо гранью, на соответствующие отрезки другой грани и взять между ними отношения, то последние выразятся небольшими числами: $\frac{Oa_2}{Oa_1} : \frac{Ob_6}{Ob_1} : \frac{Oc_3}{Oc_1} = 2:6:3$, или в общем случае $p : q : r$.

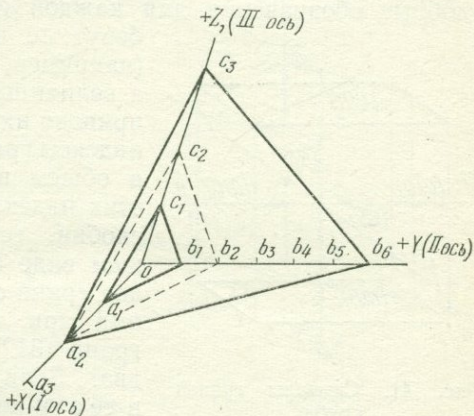


Рис. 40. Чертеж к закону рациональных отношений параметров

Числа 1, 2, 6, 3 называются числовыми параметрами грани. Числовые параметры — всегда целые (рациональные) и простые числа, в большинстве случаев — это 1; 2; 3; 4.

Итак, *числовые параметры в кристаллах представляют собой простые и рациональные числа*. Это и есть закон целых чисел, или закон рациональных отношений параметров; он же называется законом Аюи, по имени французского кристаллографа, который его обоснован в 1784 г.

Закон рациональных отношений параметров позволяет давать удобные обозначения для каждой грани кристалла. При этом

берут не числовые параметры грани (например, для грани $a_2b_6c_3$ — 2 : 6 : 3), а величины, им обратные, $\frac{1}{2} : \frac{1}{6} : \frac{1}{3}$ и, приводя их к целым числам, получают индексы грани $\frac{6}{2} : \frac{6}{6} : \frac{6}{3} = 3 : 1 : 2$; в общем виде $h : k : l$. Совокупность этих индексов, заключенных в круглые скобки, есть символ грани в общем виде (hkl) . В нашем случае символ грани $a_2b_6c_3$ — (312), знак отношения при этом не пишется. Символ грани (312) читается так: три, один, два. Если грань пересекает ось II в ее отрицательном направлении, символ ее в общем виде будет $(\bar{h}\bar{k}l)$, а в нашем случае $(\bar{3}\bar{1}2)$ и читается: три, минус один, два.

Обратные величины для различных вычислений более удобны. Так, грань, параллельная какой-либо оси, пересекает ее в бесконечности, а $\frac{1}{\infty} = 0$. Поэтому индекс 0 означает параллельность грани данной оси, например, грань, символ которой (110), будет параллельна оси III . Символ грани, параллельной двум кристаллографическим осям, выражается единицей с двумя нулями.

Для примера на рис. 41 приведены символы граней куба. За координатные оси берем направления трех ребер кристалла. Обращенные к ним грани будут иметь символы: передняя (100), правая (010), верхняя (001). Невидимые для нас грани будут иметь те же символы, но поскольку они пересекают оси в их отрицательном значении, знак будет отрицательным; задняя ($\bar{1}00$), левая ($0\bar{1}0$), нижняя ($00\bar{1}$). Символом простой формы может служить символ одной из ее граней, этот символ ставится не в круглые, а в фигурные скобки, например {100}.

Для кристаллов тригональной и гексагональной сингоний принято употреблять не три, а четыре кристаллографические оси: три горизонтальных X, Y и U и одну вертикальную Z , которая совпадает с осью симметрии L_3, L_6 или L_{i6} (рис. 42). Поэтому и

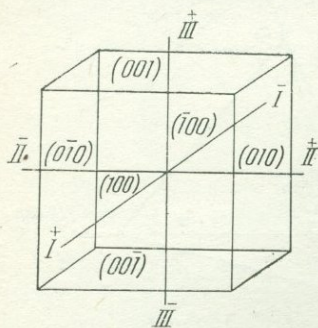


Рис. 41. Символы граней куба

символы граней в этих кристаллах выражаются не тремя, а четырьмя индексами, например $(\bar{1}210)$, при этом сумма первых трех индексов равна нулю. В качестве примеров символы граней кристаллов различных сингоний можно видеть на рисунках 29—35.

Для определения формы элементарного параллелепипеда решетки недостаточно знать только осевые единицы или их отношения $a : b : c$. Многие кристаллы не имеют трех взаимно перпендикулярных ребер, а отсюда и координатные оси их косоугольные. Для определения формы параллелепипеда решетки необходимо

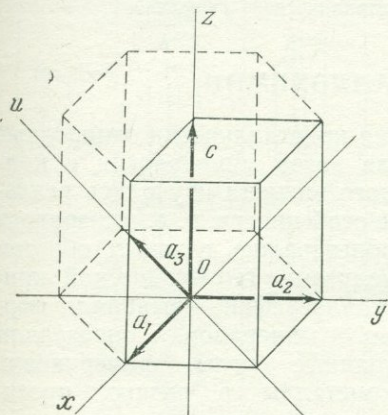


Рис. 42. Схема четырех осей (x , y , u и z) для тригональных и гексагональных кристаллов

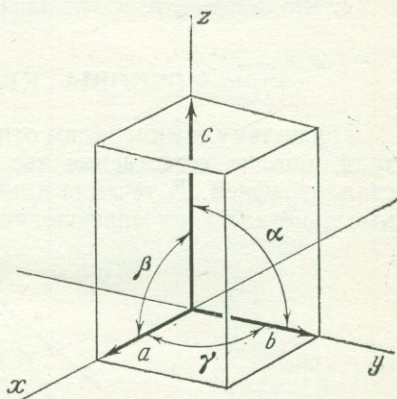


Рис. 43. Кристаллографические оси x , y и z и углы между ними α , β и γ

также знать углы между кристаллографическими осями; они получили постоянные обозначения α — угол между осями II и III , β — угол между осями I и III , γ — угол между осями I и II (рис. 43). Отношения $a : b : c$ и осевые углы α , β и γ называются константами данной кристаллической решетки. Сингонии имеют следующие константы элементарного параллелепипеда:

Триклинная	$a \neq b \neq c$	$\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$
Моноклинная	$a \neq b \neq c$	$\alpha = \gamma = 90^\circ, \beta \neq 90^\circ$
Ромбическая	$a \neq b \neq c$	$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$
Тригональная	$a = b \neq c$	$\alpha = \beta = 90^\circ, \gamma = 120^\circ$
Тетрагональная	$a = b \neq c$	$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$
Гексагональная	$a = b \neq c$	$\alpha = \beta = 90^\circ, \gamma = 120^\circ$
Кубическая	$a = b = c$	$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$

При выборе кристаллографических осей и единичных граней, или, как принято говорить, при установке кристаллов, исходят из того, что кристаллографические оси соответствуют осям симметрии или нормальям к плоскостям симметрии или действительным или возможным непараллельным ребрам кристаллов (для триклинной сингонии). Кристаллы средних сингоний всегда уста-

навливают таким образом, чтобы ось симметрии высшего порядка была вертикальной. Кристаллы кубической сингонии всегда имеют три взаимно перпендикулярные оси L_1 или L_2 , которые и принимаются за кристаллографические оси (см. рис. 41).

Контрольные вопросы

1. В чем заключается закон рациональных отношений параметров (или закон целых чисел)?
2. Что такое символ грани?
3. Назовите символы граней на примере куба.
4. Что называется константами кристаллической решетки?

ОСНОВЫ КРИСТАЛЛОХИМИИ

Поскольку к минералам относятся кристаллически однородные тела, вполне естественна теснейшая связь минералогии с кристаллографией. В течение длительного времени изучались реальные кристаллы, их морфологические особенности, т. е. минералоги

пользовались главным образом услугами геометрической кристаллографии — выявляли формы минералов, определяли граничные углы, вычерчивали кристаллы в разных проекциях и т. д.

Однако особо важное значение для минералогии имеет новая наука — кристаллохимия, изучающая связь химического состава со структурой, симметрией и свойствами кристаллов. Корни этой науки уходят далеко в прошлое. Еще в XVIII в. М. В. Ломоносов и Р. Ж. Аюи связывали внутреннее строение кристаллов

с их внешней формой и свойствами. Так, М. В. Ломоносов объяснял гексагональные формы кристаллов селитры плотнейшей упаковкой определенных материальных частиц — «корпускул»: вокруг одной частицы, имеющей форму шарика, можно плотно уложить шесть таких частиц с образованием правильного шестиугольника. Р. Ж. Аюи высказал мысль, что кристаллические многогранники состоят из множества подобных им мельчайших материальных частиц, примерно так, как это показано на рис. 44. Он полагал, что каждому химически однородному веществу отвечают определенные кристаллографические формы.

Как мы знаем, кристаллические вещества имеют внутреннее закономерное строение, что геометрически выражается в виде

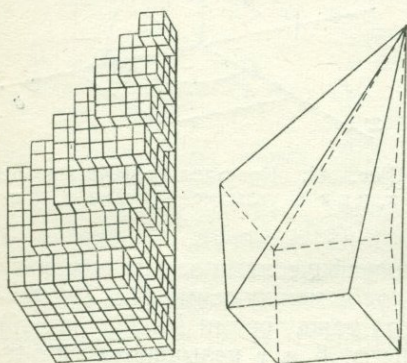


Рис. 44. Строение скаленоздра кальцита по Р. Ж. Аюи

пространственной решетки, в узлах которой располагаются материальные частицы (атомы, ионы, молекулы). О. Бравэ в 1855 г. теоретически определил все типы пространственных решеток,

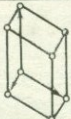
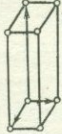
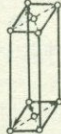
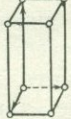
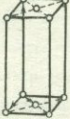
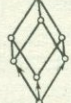
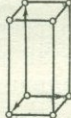
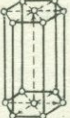
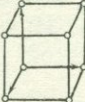
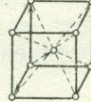
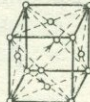
Сингония	Примитивная	базоцентри- рованная	Объемно-цен- трированная	Гранецентри- рованная	Формы элементар- ной ячейки
Триклин- ная					Параллелепипед
Моноклин- ная					Призма с паралле- лограммом в основании
Ромби- ческая					Призма с прямоу- гольником в основании
Тригональ- ная					Ромбоэдр
Тетраго- нальная					Призма с квадратом в основании
Гексаго- нальная					Призма с ромбом (шестиугольником) в основании
Кубичес- кая					Куб

Рис. 45. 14 решеток О. Бравэ

которые различают по форме и симметрии элементарных ячеек; их оказалось 14 — они носят название решеток Бравэ (рис. 45).

Пространственные решетки Бравэ характеризуются различным положением частиц в элементарных ячейках. Они всегда располагаются по вершинам ячеек (примитивные решетки), но могут находиться также в центре ячейки (объемоцентрированные решетки), в центре одной из граней (базоцентрированные решетки), в центре всех граней (гранецентрированные решетки).

Разрабатывая теорию строения кристаллов, Е. С. Федоров доказал (1890 г.) существование 230 пространственных групп симметрии — законов, по которым могут располагаться атомы в кристаллах. Впоследствии рентгеноструктурный анализ блестяще подтвердил эти выводы Е. С. Федорова (как и прежние предположения М. В. Ломоносова, Р. Ж. Аюи и других ученых).

В 1895 г. В. К. Рентген открыл удивительные лучи, которые проходили сквозь различные вещества и не испытывали отражения и преломления. Они были загадочны, и Рентген назвал их Х-лучами.

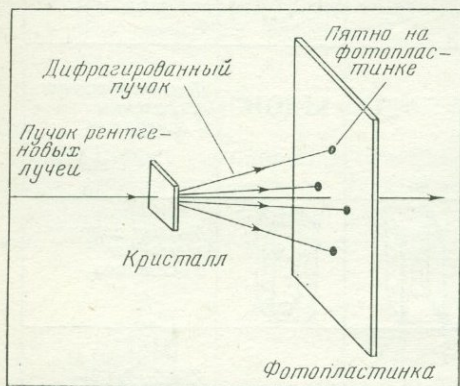


Рис. 46. Схема метода М. Лауэ

В 1912 г. Макс фон Лауэ предположил, что Х-лучи обладают столь малой длиной волны, что все сделанные руками человека дифракционные решетки грубы. И далее, если кристаллы имеют внутреннее закономерное решетчатое строение, то нельзя ли их использовать в качестве естественной дифракционной решетки. Поставленный экс-

перимент подтвердил дифракцию (закономерное рассеяние) рентгеновых лучей в кристаллах — на фотопластинке за кристаллом появилась серия пятен, соответствующих отклонившимся лучам (рис. 46).

Расположение пятен на фотопластинке (лауэграмме) зависит от характера расположения атомов в кристалле, т. е. симметрия лауэграммы отражает симметрию кристалла. Сопоставление лауэграмм, полученных от рентгеновых лучей, падающих на исследуемый кристалл под различными направлениями, позволяет установить все элементы симметрии этого кристалла. Интенсивность пятен указывает на распределение электронной плотности в структуре.

Опыт М. Лауэ подтвердил волновую природу Х-лучей, которые стали называться рентгеновыми лучами и подтвердил закономерное ретикулярное строение кристаллических веществ. Сразу началось изучение строения кристаллов при помощи рентгеновых лучей. У. Брегг и Г. В. Вульф вывели основную формулу, связывающую межплоскостные расстояния в кристаллах с длиной волны рентгеновых лучей и углами отблеска — началось быстрое развитие рентгеноструктурного анализа, который в настоящее время является основополагающим в кристаллохимии и физике твердого тела. Кристаллографами и физиками разработаны многие методы рентгеновских исследований. К настоящему времени

все важнейшие кристаллические структуры минералов хорошо изучены.

Определяющей единицей во всех кристаллических структурах является атом, состоящий из положительно заряженного ядра, окруженного отрицательно заряженными электронными оболочками. Положительно или отрицательно заряженные атомы носят название ионов, соответственно катионов и анионов. Предполагается, что атомы и ионы имеют сферическую форму и определенный объем, непроницаемый для других атомов и ионов. Радиус сферы атома, внутрь которой не может приблизиться поверхность сферы соседнего атома, называется атомным радиусом. И соответственно, радиус сферы иона, внутрь которой не может приблизиться поверхность сферы соседнего иона, называется ионным радиусом. Радиусы атомов и ионов измеряются в ангстремах: $1 \text{ \AA} = 10^{-10} \text{ м}$ (или в нанометрах: $1 \text{ нм} = 10^{-9} \text{ м}$). Форма ионной сферы может испытывать деформацию под влиянием электрического поля, такие деформации называются поляризацией ионов. Сильно поляризуются низковалентные ионы с большими радиусами, такие, как Cs^{1+} , I^{1-} , S^{2-} , и др.

Обычно выделяют четыре типа межатомной связи:

- 1) металлическую, характерную для металлов;
- 2) ионную, обычную для солей (связь между противоположно заряженными ионами);
- 3) атомную (или ковалентную), наблюдаемую в газах и органических соединениях (связь за счет обмена электронами между атомами);
- 4) остаточную (или ван-дер-ваальсовую) связь, слабую, существующую между молекулами.

Типы химической связи обуславливают свойства кристаллических веществ и удобны для классификации структур. Так, выделяются металлические, ионные, атомные и молекулярные структуры. Иногда в одном и том же кристалле существуют различные типы связи. Такие кристаллические структуры Р. К. Эванс назвал гетеродесмическими в отличие от гомодесмических с одним типом связи.

В царстве минералов преобладают гетеродесмические и ионные структуры. Преобладающим типом связи является ионная, характерная для силикатов и других кислородных соединений. Для окислов и гидроокислов характерна ионно-ковалентная связь с преобладанием ионной. Чисто ионные структуры типичны для галогенидов. Чисто атомные структуры встречаются в минералах очень редко, такую структуру имеет, например, алмаз. Для сульфидов обычна ионно-ковалентная связь с преобладанием ковалентности. Металлические связи и металлические структуры типичны только для минералов, встречающихся в виде самородных элементов (меди, золота, платины и др.). Молекулярные структуры для

минералов не характерны и принадлежат главным образом органическим соединениям.

В кристаллохимии разработано представление, согласно которому выполнение пространства атомами или ионами происходит по принципу плотнейшей упаковки шаров. При этом шары занимают 74,05% объема, а остальное занимают пустоты. Пустоты имеют тетраэдрическую форму (между четырьмя шарами) и октаэдрическую (между 6 шарами). В пустотах обычно располагаются катионы, размеры (радиусы) которых меньше размеров анионов. Таким образом, основной объем кристаллических решеток минералов, а следовательно, и объем вещества земной коры занимают анионы, в промежутках между которыми располагаются катионы.

Если рассматривать кристаллические структуры как плотнейшие упаковки шаров, то расстояние между центрами соседних атомов или ионов можно считать равным сумме радиусов этих атомов или ионов. Рентгеноструктурный анализ позволяет определять расстояние между атомами (ионами), благодаря чему можно определить их радиусы и, в конечном счете, структуру кристаллического вещества. Для вычисления ионных радиусов достаточно знать размер хотя бы одного иона. Н. В. Белов и Г. Б. Бокий использовали для этого размер иона кислорода $O^{2-} = 1,36 \text{ \AA}$. Распределение ионных радиусов элементов периодической системы Д. И. Менделеева выявляет следующие закономерности.

1. По вертикальным рядам таблицы ионные радиусы катионов увеличиваются сверху вниз.

2. По горизонтали, по периодам периодической таблицы слева направо, ионные радиусы уменьшаются. Это хорошо видно на следующих примерах (здесь и везде ниже размеры ионных радиусов приведены в ангстремах:

Li^{1+} 0,68		Mg^{2+} 0,74	Al^{3+} 0,57	Si^{4+} 0,39
Na^{1+} 0,98				
K^{1+} 1,33	↓	Уменьшение R_i		
Rb^{1+} 1,49				
Cs^{1+} 1,65				

Следствием этих закономерностей является то, что по диагоналям периодической таблицы радиусы ионов близки, чем и объясняется изоморфизм элементов по диагональным рядам (правило диагоналей А. Е. Ферсмана).

3. Сравнение ионных радиусов одного и того же элемента разной валентности указывает на уменьшение размеров ионов при росте зарядов. Например: Fe^{2+} 0,80, Fe^{3+} 0,67 или Mn^{3+} 0,70, Mn^{4+} 0,52, Mn^{7+} 0,46. Наконец радиусы катионов в общем меньше, чем радиусы анионов. Если элемент может быть и катионом, и анионом, то радиус катиона всегда меньше: S^{6+} 0,34 (например, в $BaSO_4$) и S^{2-} 1,73 (например, в PbS).

В структурах ионных кристаллов соседями являются ионы противоположного знака (катионы и анионы). Число ионов про-

тывоположного знака, которое составляет ближайшее окружение данного иона, называется **к о о р д и н а ц и о н н ы м ч и с л о м**.

Координационное число зависит от отношения радиуса катиона R_k к радиусу аниона R_a . Наиболее прочная структура имеет место в том случае, когда анионы находятся в контакте друг с другом и меньшим по размеру центральным катионом (рис. 47).

В 1922 г. А. Магнус геометрическим путем установил зависимость между отношением ионных радиусов и координационным числом (табл. 3). В таблице приведены наиболее обычные способы

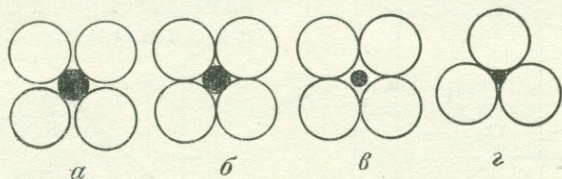


Рис. 47. Схема, показывающая устойчивость кристаллической структуры:

а и *в* — менее устойчивые, *б* и *г* — более устойчивые.
Белые кружки — анионы, черные — катионы

расположения анионов вокруг центрального катиона. Эта таблица применима к решеткам самого простого типа АХ, где координационные числа катиона и аниона одинаковы.

Т а б л и ц а 3

Связь отношений $R_k : R_a$ и координационного числа

Отношение $R_k : R_a$	Распространение анионов вокруг катиона	Координационное число
0—0,155	Один против другого (гантель)	2
0,155—0,225	По вершинам равностороннего треугольника	3
0,225—0,415	По вершинам тетраэдра	4
0,415—0,732	По вершинам октаэдра	6
0,732—1	По вершинам куба	8
≥ 1	Плотнейшая упаковка (кубооктаэдр)	12

Рассмотрим теперь некоторые структуры кристаллов.

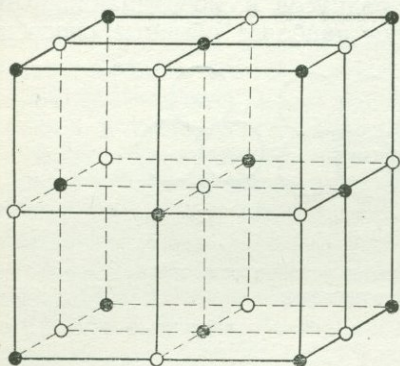
Структура NaCl. Радиус иона Na^{1+} — 0,98 Å, иона Cl^{1-} — 1,81 Å. Отношение $R_k : R_a = 0,54$, следовательно, мы должны ожидать координационное число, равное 6, и расположение анионов в вершинах октаэдра вокруг катиона натрия.

На рис. 48 показана структура галита NaCl в виде пространственной решетки. Чтобы представить октаэдрическую координацию катиона Na^{1+} , мысленно раздвигая изображенные на рис. 48 черные шарики анионов Cl^- до размеров, чтобы они соприкасались

друг с другом и катионом Na^{1+} . Центральный белый шарик — катион Na^{1+} (на рис. 48) будет окружен 6 анионами Cl^{1-} , каждый из которых принадлежит ему лишь частично — на $1/6$ (рис. 49).

Из рассмотрения рисунков 48 и 49 можно понять, что структура NaCl представляет плотнейшую упаковку анионов хлора с заполнением всех октаэдрических пустот катионами натрия.

Структуры, представляющие подобные плотнейшие упаковки, называются координационными.



○ Na ● Cl

Рис. 48. Структура галита NaCl

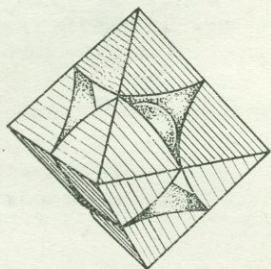


Рис. 49. Октаэдрическое окружение анионами хлора катиона натрия в структуре NaCl

Другой пример — пирит FeS_2 имеет структуру, подобную галиту, в основе которой лежит кубическая гранецентрированная решетка. На рис. 50 показано расположение катионов Fe^{2+} и анионов S_2^{2-} . В отличие от гомодесмической (ионной) структуры NaCl , структура пирита гетеродесмическая. Сдвоенные атомы серы образуют гантель S_2^{2-} , они связаны в каждой паре ковалентной связью. Из рассмотрения структуры становится понятным, почему соединение двухвалентного железа с двухвалентной серой имеет формулу FeS_2 .

На рис. 56 показаны структуры алмаза и графита. Алмаз имеет тетраэдрическую структуру, атомы углерода соединены ковалентной связью со своими соседями (см. рис. 56, а). В структуре графита видны гексагональные кольца атомов углерода. Алмаз имеет спайность по тетраэдру, графит — параллельную слоям его структуры.

Молибденит MoS_2 по структуре напоминает графит и имеет ту же симметрию (рис. 51). Гексагональные слои слабо связаны между собой ван-дер-ваальсовыми силами. Отсюда и свойства его похожи на графит: совершенная спайность, твердость равна 1, пачкает руки, жирный на ощупь. Вот почему молибденит очень легко по внешним признакам спутать с графитом.

Благодаря применению рентгеноструктурного анализа внутреннее строение минералов и, в том числе, самого большого по распространенности класса — силикатов хорошо изучено, в основу классификации последних положены различные виды группировок кремнекислородных тетраэдров $[\text{SiO}_4]^{4-}$. Кристаллохимическая классификация силикатов рассмотрена на страницах 180—183.

Суммируя все сказанное в этом разделе, отметим еще раз, что благодаря рентгеноструктурному анализу выявлена отчетливая связь между атомным строением кристаллов и их физическими,

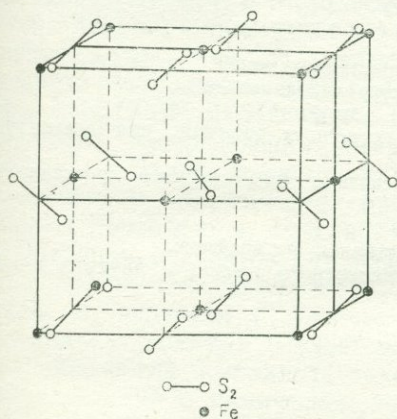


Рис. 50. Структура пирита FeS_2

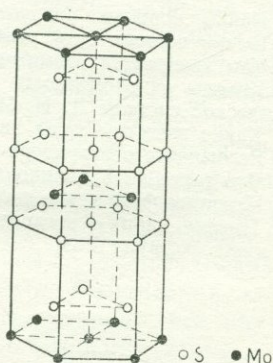


Рис. 51. Структура молибденита MoS_2

химическими и геометрическими свойствами. Рассмотрением этой связи и занимается наука кристаллохимия. В задачи кристаллохимии входит изучение различных видов химической связи и различных типов кристаллических структур.

Поскольку в основе систематики минералов лежат химические и структурные признаки, законы кристаллохимии являются базой для минералогии. Вот почему выдающийся отечественный ученый акад. Н. В. Белов образно говорит: «Кристаллохимия — это структурная минералогия».

* *
*

Помимо кристаллохимии другим важным разделом кристаллографии, изучающим физические свойства кристаллов, является кристаллофизика. К физическим свойствам кристаллов относятся плотность, механические свойства (спайность, твердость), тепловые, электрические и оптические свойства. Поскольку минералы являются кристаллическими образованиями, мы, чтобы не повто-

ряться, рассмотрим важнейшие физические свойства кристаллов в соответствующем разделе минералогии.

В заключение надо отметить чрезвычайно важное практическое значение кристаллохимии и кристаллофизики. В частности, использование кристаллов в радиотехнике, получение искусственных кристаллов с заранее заданными свойствами стало возможным благодаря успехам этих наук. Кристаллографическими и другими методами исследования вещества широко пользуются минералоги, геохимики и геологи.

Контрольные вопросы

1. Какие вопросы разрабатывает кристаллохимия?
2. В чем состоит суть рентгеноструктурного анализа?
3. Что называется атомным (ионным) радиусом?
4. Каковы закономерности в размерах ионных радиусов для элементов периодической системы Д. И. Менделеева?
5. Какие известны типы химической связи и типы структур кристаллов?
6. Расскажите о структуре NaCl .
7. Что такое координационное число?
8. Назовите физические свойства кристаллов; их значение.
9. Почему пирит — соединение двухвалентного железа с двухвалентной серой имеет формулу FeS_2 ?

II. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ОБЩЕЙ ГЕОХИМИИ

Один из основателей геохимии акад. В. И. Вернадский так определяет задачи этой науки: «Геохимия научно изучает химические элементы, т. е. атомы земной коры, и насколько возможно — всей планеты. Она изучает их историю, их распределение и движение в пространстве — времени, их генетические на нашей планете соотношения» (Избр. соч., т. 1, Очерки геохимии, с. 14. Изд. АН СССР, 1954). Иначе говоря, геохимия изучает закономерности распределения химических элементов в различных оболочках Земли, в горных породах и рудах, изучает поведение элементов в геологических процессах, ведущих к образованию горных пород и руд, выясняет условия концентрации, рассеяния и миграции элементов при различных физико-химических условиях среды. Отсюда мы видим теснейшую связь геохимии с химией, в частности с физической химией и кристаллохимией. Поскольку геохимия изучает распределение химических элементов, она могла возникнуть только после установления научных представлений о химическом элементе, о строении атома.

Геохимия смогла стать самостоятельной научной дисциплиной только после таких гениальных обобщений, как создание в 1869 г. Д. И. Менделеевым (1834—1907) периодической системы элементов. Как известно, периодическая система химических элементов выражает изменение периодических свойств элементов, многие из которых были предсказаны и впоследствии блестяще подтверждены, из нее и вытекают основные геохимические законы. По существу, геохимия как наука зародилась в начале нашего века и ее по праву считают наукой XX столетия. Первоначально она возникла как отрасль геологической, точнее минералогической науки. Кристаллография, минералогия и петрография теснейшим образом связаны с геохимией и являются ее основой; все эти дисциплины объединяются в едином геохимическом направлении в геологии, и границу между ними в ряде случаев провести очень трудно.

Ниже приводится рассмотрение лишь некоторых общих вопросов геохимии, касающихся оболочек Земли и их состава, особенностей распределения химических элементов и роли изотопов в геохимии.

ПЕРИОДИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ЭЛЕМЕНТОВ Д. И. МЕНДЕЛЕЕВА И СТРОЕНИЕ АТОМА

Поскольку геохимия изучает историю химических элементов в земной коре, то, естественно, в первую очередь нужно знать свойства этих химических элементов. Только хорошо изучив эти

свойства, можно понять поведение химических элементов. Как уже указывалось выше, в 1869 г. Д. И. Менделеев создал периодическую систему элементов, которая связывала химические свойства элементов с их атомным весом. Расположив химические элементы в порядке возрастания атомных весов, Д. И. Менделеев установил, что некоторые их свойства, закономерно изменяются в этом же направлении, а через некоторое число элементов наблюдается повторение этих свойств. Так была установлена последовательность и периодичность свойств химических элементов. Эти закономерности отображены Д. И. Менделеевым в виде таблицы, которая и называется периодической системой (или таблицей) химических элементов. Периодичность выражается в закономерном изменении химических и физических свойств элементов (валентности, способности вступать в соединения с другими элементами, радиусов ионов, плотности и др.). «Величие закона Менделеева, — писал акад. А. Е. Ферсман¹, — заключается в том, что он не представляет застывшей формы, ортодоксальной схемы, а обладает внутренней способностью к эволюционному развитию. Новые факты и новые научные течения не опрокидывают его, не заменяют его новым законом, а неизменно уточняют его форму, расширяют его содержание, вкладывают в его формулировку новые толкования, дополняя и углубляя его гениальный смысл». Справедливость этих слов А. Е. Ферсмана особенно наглядно выступает в наши дни, когда строение атомов представляется нам гораздо более сложным, чем когда-либо раньше. В настоящее время периодический закон Д. И. Менделеева можно сформулировать так: химические свойства элементов являются периодической функцией атомного номера (или заряда ядра).

Начало XX столетия ознаменовалось важными достижениями науки. Была установлена природа электричества и света. В 1901 г. немецкий физик Макс Планк сделал предположение, что энергия в атоме излучается не непрерывно, а определенными порциями, или «квантами». Английский физик Д. И. Томсон в 1897 г. открыл электрон, а в 1903 г. им была предложена первая модель атома. Атом Томсона имел форму шара и состоял из отрицательно заряженных электронов, помещенных в «облако положительного электричества».

Теория атома была завершена в основном к 30-м годам нашего столетия. В современном ее виде она предполагает вращение электронов по определенным стационарным орбитам вокруг ядра, причем тяжелое ядро несет в себе почти всю массу атома (более 99,9%). На основании квантовой теории датский физик Нильс Бор построил модель атома и сделал следующие допущения:

¹ А. Е. Ферсман. Периодический закон Менделеева в свете современной науки. Избр. труд., т. II, с. 376.

1) электрон вращается вокруг ядра не по любым, а по строго определенным орбитам. При движении по ним он не излучает энергии, 2) излучение и поглощение энергии атомом происходит при переходе электронов с одной орбиты на другую.

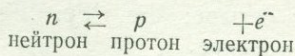
Структура атома характеризуется состоянием электрона, который определяется четырьмя квантовыми числами n, l, m_l, m_s . Главное квантовое число n имеет значения от 1 до 7. Ближайшая к ядру орбита называется оболочкой K ($n = 1$), следующая — L оболочка ($n = 2$), затем имеются M -, N -, O -, P - и Q -оболочки. Максимальное число электронов (N_e), находящихся в каждой оболочке, подчиняется следующему правилу: $N_e = 2n^2$, где n — главное квантовое число (номер оболочки). В соответствии с этим максимальное число электронов на K -оболочке равно 2, на L -оболочке — 8, на M — 18, на N — 32 и т. д.

l — второе квантовое число, показывающее вращение орбиты электрона вокруг ядра; m_l — магнитный момент электрона; m_s — спин электрона.

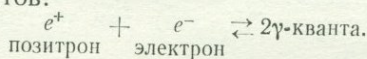
В XX в. слово «атом» перестало отвечать своему старому значению «неделимый». К началу 30-х годов было установлено, что атом состоит из нескольких элементарных частиц — протона, электрона, нейтрона и фотона. Протон и нейтрон располагаются в ядрах атомов, они образуют нуклон-дублет, т. е. пару частиц со сходными свойствами и близкой величиной массы. Протон, или ядро атома водорода, имеет положительный заряд, нейтрон не имеет заряда. Электрон заряжен отрицательно, по массе он в 1836,1 уступает протону и в 1838,6 — нейтрону.

Фотон (световой квант, γ -квант) — строительный материал электромагнитного поля. В отличие от протона, нейтрона и электрона, которые могут быть и неподвижными, фотон находится в вечном движении. Он движется со скоростью света и только вследствие своего движения обладает массой (согласно А. Эйнштейну, $E = mc^2$).

К настоящему времени известны 32 элементарные частицы — кирпичики мироздания. Элементарные частицы — это те составные частицы, из которых построен атом или которые имеют более простое строение, чем атом. Свойства их удивительны. Одни из них являются стабильными (протон, электрон, нейтрон, фотон и др.), другие самопроизвольно превращаются в другие частицы (их большинство), причем время жизни их исчисляется от миллиардных долей секунды до нескольких минут. Взаимопревращаемость элементарных частиц является их важнейшим свойством. Примером может служить взаимодействие нейтрона и протона:



Взаимодействие позитрона и электрона идет с образованием двух гамма-квантов:



Одни частицы могут существовать лишь в движении и движутся со скоростью света, скорости других частиц меньше скорости света (скорость может быть и равна нулю — состояние покоя).

У каждой частицы есть в природе античастица, которая имеет противоположный знак заряда, например, электрон e^- и позитрон e^+ . Поэтому наблюдается своеобразная симметрия между противоположно заряженными элементарными частицами.

Но и эти «элементарные» частицы перестали быть простейшими. В 1955 г. было экспериментально доказано, что внутри протона есть твердое ядро. Это ядро в 10 раз меньше протона и имеет электрическую природу. Подобная «сердцевина» обнаружена и в другой элементарной частице — нейтроне.

Таким образом, мы видим, что не только понятие слова «атом» («неделимый») приобрело существенно иное значение со временем, но и понятие «элементарные частицы» также сильно изменяется по мере развития науки. В средневековье «элементами» назывались огонь и вода, земля и воздух, потом этим словом стали называть элементы таблицы Менделеева, потом элементарные частицы, из которых состоит атом. А теперь и они оказываются уже не элементарными, т. е. простейшими, а составными.

ИЗОТОПЫ В ГЕОХИМИИ

Атомное ядро состоит из протонов и нейтронов (нуклонов). В настоящее время символы химических элементов пишутся так: например, для углерода ^{12}C или $^{12}_6\text{C}$, где 12 — это массовый номер, сумма масс протонов и нейтронов, а 6 — заряд ядра, число протонов в ядре (№ в периодической системе).

Если заряды ядра равны, а массы различны, то мы имеем дело с изотопами одного и того же элемента. Изотопы (от слов «изос» — то же и «топос» — место) были открыты Содди в 1911 г. Обозначения изотопов, например, ^{12}C и ^{13}C указывают на принадлежность их к одному химическому элементу — углероду, но только к двум его изотопам с массовыми числами 12 и 13. Во втором случае в ядре атома на 1 нейтрон больше, поэтому изотоп ^{12}C называется легким, а изотоп ^{13}C тяжелым. В настоящее время изотопный состав всех химических элементов, известных в природе, хорошо изучен. Выяснилось, что 21 химический элемент построен из атомов одного вида. Это — Be, F, Na, Al, P, Mn, Co, As, Y, Nb, I, Cs, Au, Bi и др. Другие элементы состоят из двух, трех, четырех и более изотопов. Так, для кислорода известны три изотопа: ^{16}O , ^{17}O и ^{18}O , для железа четыре: ^{54}Fe , ^{56}Fe , ^{57}Fe , ^{58}Fe , ртуть имеет семь изотопов, олово — десять.

Среди изотопов можно выделить радиоактивные и стабильные. К радиоактивным относятся, например, все изотопы урана: ^{234}U , ^{235}U и ^{238}U или изотоп ^{40}K , хотя два других изотопа калия стабильные: ^{39}K и ^{41}K .

Радиоактивные изотопы испытывают естественные самопроизвольные (спонтанные) ядерные превращения, распадаются с образованием изотопов других химических элементов (продуктов распада). Иногда образуются цепочки радиоактивных продуктов распада, но всегда конечным продуктом являются стабильные (устойчивые) изотопы. Так, например, конечными продуктами распада ^{238}U будут ^{206}Pb и ^4He , а ^{40}K — ^{40}Ar и ^{40}Ca .

Радиоактивные изотопы играют исключительно большую роль в геохимии. Особенно велико их значение при определении абсолютного возраста геологических формаций.

Стабильные изотопы «изначально» существуют в природе (от звездной стадии — нуклеосинтеза элементов). К стабильным принадлежат и те, которые образовались в результате радиоактивного распада — это так называемые радиогенные изотопы, например, упоминавшиеся изотопы ^{206}Pb и ^{40}Ar ; другие изотопы этих элементов также стабильные, но не радиогенные — ^{204}Pb , ^{36}Ar , ^{38}Ar .

В последнее время изучению стабильных изотопов, особенно таких элементов, как бор, углерод, кислород, азот, магний, сера, уделяется большое внимание. Именно геохимия изотопов призвана расшифровать в конечном итоге сложную картину генезиса горных пород и руд. Поэтому естественно, что к изучению изотопов сейчас и в дальнейшем должно быть приковано самое пристальное внимание.

Хотя мы и считаем, что изотопный состав химических элементов Земли постоянен, все же, строго говоря, разделение изотопов при геохимических процессах имеет место. Разделение (фракционирование) изотопов происходит благодаря обменным химическим реакциям, при смене агрегатного состояния вещества и в биохимических процессах, происходящих в растительных и животных организмах (особенно для «биофильных» элементов — Н, С, О, N, S). Различие в содержании изотопов ничтожно мало, но оно существует, и его можно установить количественно, и, что особенно важно, различное отношение стабильных изотопов помогает решению некоторых геологических задач. Так, например, кислород имеет три изотопа, находящихся обычно в таких количествах: ^{16}O — 99,76%, ^{17}O — 0,04%, ^{18}O — 0,20%. Однако в природе имеются геохимические процессы, ведущие к накоплению тяжелого кислорода ^{18}O . Поскольку наибольшее количество ^{18}O содержится в кислороде углекислоты, то наиболее обогащенными ^{18}O являются карбонаты. Степень обогащения зависит от условий кристаллизации карбоната из воды: если температура воды растет, то обогащение ^{18}O меньше. Так, отношение $^{18}\text{O} : ^{16}\text{O}$ в воде равно 1,000 : 500, для карбонатов (CaCO_3), образованных при 0° С 1,026 : 500, а при 25° С 1,022 : 500. Хотя разница в отношениях очень мала, ее можно измерить. Следовательно, тщательное измерение количества ^{18}O в морских карбонатных осадках (и в моллюсках) будет указывать на температуру их образования (т. е. на температуру

морского бассейна того времени). Этот метод измерения палеотемператур был предложен Г. Юри (США) в 1948 г. Впоследствии была построена температурная шкала, подтвержденная экспериментально на моллюсках, выращенных в аквариумах при различной температуре.

Интересные работы по изучению изотопов кислорода выполнены А. П. Виноградовым и Р. В. Тейс. Они позволили дать новую трактовку фотосинтеза и утверждать, что кислород при фотосинтезе образуется не из углекислоты, как считалось раньше, а из воды путем ее дегидрирования.

Накопление тяжелого кислорода ^{18}O при некоторых геохимических процессах проливает свет на происхождение горных пород и помогает расшифровке этих процессов. Так, уменьшение содержания ^{18}O в породах с увеличением степени их метаморфизма и наименьшее содержание ^{18}O в гранитах позволяют предполагать, что граниты образовались в результате ультраметаморфизма осадочных горных пород. Изучение изотопных отношений кислорода помогло выяснению генезиса магнетита в скарнах.

Чрезвычайно интересным для выяснения генезиса рудных месторождений является изучение изотопов серы и свинца. Акад. А. П. Виноградовым показаны процессы, ведущие к разделению изотопов серы. Полагая, что отношение $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ для метеоритов и магматической серы идентично, было показано отличие этого отношения для осадочных пород. За стандарт было взято отношение $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$, равное 22,22, характеризующее серу троилита (FeS) из метеорита, и установлено, что в сульфидовых породах возможны существенные вариации отношения $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$, зависящие от источника серы. Для сульфидов магматических медно-никелевых месторождений по близости изотопного состава серы к метеоритному был подтвержден мантийный источник серы. Решаются и другие вопросы, позволяющие установить происхождение серы, а следовательно, и месторождений сульфидов.

Изотопные отношения свинца также дают возможность в настоящее время решить вопрос, имеем ли мы дело с рудами осадочного или так называемого гидротермального генезиса. Кроме того, изучение изотопного состава свинца является классическим методом определения абсолютного возраста (см. с. 361).

Большое значение имеет и изучение изотопов углерода. Так, по отношению $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ удастся различать минеральное или органическое происхождение углеродистых соединений, а также выяснить генезис алмаза.

ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕ

Наиболее вероятным образование планет Солнечной системы представляется в следующем виде. Сильнейший ядерный взрыв потряс Солнце, и огромный протуберанец из звездного солнечного вещества образовал шлейф, протягивающийся на сотни миллионов

километров. Выброс из недр Солнца был, по-видимому, одноактным, в пользу этого предположения указывает то, что все планеты вращаются вокруг Солнца практически в одной плоскости. По мере охлаждения солнечного вещества в окосолнечном пространстве происходило сгущение его, вещество становилось твердым. Затем возник процесс аккреции (слипания) сначала небольших, затем более крупных частиц. Так, образовывались все более и более крупные скопления частиц, и по мере роста у этих скоплений появились гравитационные силы. В результате все допланетное вещество, выброшенное Солнцем, распалось на отдельные скопления, которые и образовали планеты. При этом возникла химическая неоднородность в выброшенном веществе Солнца. Более легкоплавкие («легкие», «летучие») элементы (H, N, O, C, S и некоторые другие) удаляются дальше от Солнца. Они образуют планеты-гиганты Юпитер, Сатурн, Уран. Более тугоплавкие («тяжелые», менее «летучие») элементы (Fe, Mg, Ni, Si и др.) скапливаются ближе к Солнцу, они образуют планеты земной группы — Меркурий, Венера, Землю, Марс.

Итак, как и все в космосе, образование планет Солнечной системы и Земли связано с двумя главными процессами: ядерными реакциями, преодолевшими силы гравитации Солнца (взрыв на Солнце), и силами гравитации, приведшими к слипанию выброшенного Солнцем вещества.

После образования планет на них до сих пор преобладают силы гравитации. Благодаря действию гравитационных сил и образовались оболочки Земли: атмосфера, гидросфера и литосфера.

Все изложенное выше указывает на тесную геохимическую (точнее, космохимическую) связь вещества Земли, планет, метеоритов и Солнца. Об этой связи говорит близость соотношений химических элементов в каменных метеоритах и на Солнце, законы распространения элементов и их изотопов (изотопный состав вещества метеоритов и Земли почти или совсем одинаков). Об этом же свидетельствует близость состава предполагаемых пород мантии Земли (дуниты) и силикатной фазы каменных метеоритов. Последнее обстоятельство позволило акад. А. П. Виноградову предложить гипотезу дифференциации мантии Земли в процессе зонного проплавления и образования оболочек Земли и земной коры за счет вещества мантии.

Планета Земля отстоит от Солнца на расстоянии 149 млн. км. Обращение Земли по эллиптической орбите вокруг Солнца происходит за 365,25 средних солнечных суток. Время вращения Земли вокруг своей оси относительно звезд 23 ч 56 мин 4,09 с. Ось вращения Земли близка к эллипсоиду. Другие основные сведения о Земле указаны ниже¹.

Величина сжатия — 1 : 298,7

Радиус экватора — 6 378 245 м

¹ По статьям Д. И. Щербакова «Земной шар» и А. П. Виноградова «Химия Земли» в книге «Глазами ученого». Изд. АН СССР, 1963 г.

Полярный радиус — 6 356 863 м
 Средний радиус — 6 371 111 м
 Длина окружности меридиана — 40 008 550 м
 Объем Земли — $1,083 \cdot 10^{12}$ км³
 Масса Земли — $5,98 \cdot 10^{21}$ т
 Плотность Земли — 5,517 г/см³
 Плотность литосферы — 2,705 г/см³
 Возраст Земли — около 4,5 млрд. лет
 Средняя температура Земли (как планеты) 277° К
 Площадь поверхности Земли — $510,1 \cdot 10^6$ км² (100%)
 Поверхность суши — $148,94 \cdot 10^6$ км² (29,2%)
 Поверхность Мирового океана — $361,16 \cdot 10^6$ км² (70,8%)
 Масса Мирового океана — $1,422 \cdot 10^{18}$ т
 Объем Мирового океана — $1372 \cdot 10^6$ км³
 Масса атмосферы — $5,098 \cdot 10^{15}$ т
 Масса биосферы около $5 \cdot 10^{12}$ т

СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Ученые давно предполагали, что Земля имеет оболочечное строение. Это вытекало из непосредственных наблюдений: вверху воздушная оболочка (атмосфера), ниже — водная, еще ниже — каменная. Термины гидросфера, литосфера, а также биосфера были введены в конце прошлого века австрийским геологом Э. Зюссом.

А т м о с ф е р а — самая верхняя оболочка Земли. Масса атмосферы $5,098 \cdot 10^{15}$ т, что менее одной миллионной части массы Земли в целом и примерно равно 0,05% массы земной коры. Атмосфера постепенно переходит в межпланетное пространство. Однако около половины ее массы приходится на первые 5 км и 99% — на слой всего до 30—35 км.

Состав атмосферы без паров воды и пыли (массовые концентрации, %) следующий ¹:

N ₂ — 75,51	CO ₂ — 0,046	Kr — 0,0003
O ₂ — 23,01	Ne — 0,0012	Xe — 0,00004
Ar — 1,28	He — 0,00007	

Атмосфера также имеет зональное (оболочечное) строение, в ней выделяются тропосфера (в среднем до высоты 11—12 км), стратосфера (примерно до 55 км), мезосфера (примерно до 80—85 км), выше расположена термосфера, переходящая во внешнюю атмосферу или экзосферу.

Для стратосферы характерно наличие довольно большого количества озона O₃ (на высоте 20—35 км), который сильно поглощает ультрафиолетовое излучение Солнца, превращая его в тепло.

Г и д р о с ф е р а — водная оболочка Земли — включает все океаны, моря, озера, реки, болота, все подземные воды, т. е. все воды, находящиеся в земной коре и на ее поверхности. К гидросфере должна быть причислена и криосфера (ледяная оболочка Земли). Масса гидросферы $1,422 \cdot 10^{18}$ т. Поверхность Мирового

¹ По А. А. Саукову. «Геохимия». Наука, 1966.

океана $361,16 \cdot 10^6$ км². Объем океанических и морских вод при средней глубине 3,8 км равен $1372 \cdot 10^6$ км³. На долю суши приходится около 131 млн. км³ вод. Из них на подземные воды и почвенную влагу ~110 млн., ледники ~21 млн., воды озер ~750 тыс., воды организмов ~6 тыс. и речные воды ~1,2 тыс. км³.

Средний химический состав океанической воды (массовые %) следующий ¹:

О — 85,89	Mg — 0,13	Br — 0,0066
H — 10,80	S — 0,088	C — 0,002
Cl — 1,93	Ca — 0,042	Sr — 0,001
Na — 1,07	K — 0,037	

В океанической воде в ничтожно малых количествах обнаружены практически все химические элементы. Соленость океанических вод в среднем около 35 г/л (3,5%).

Гидросфера играет исключительно большую роль в разрушении и образовании горных пород и минералов и существенным образом влияет на происходящие геологические процессы, многие из которых возможны только при наличии водной среды.

Биосфера — особая оболочка, в которой живут организмы. Акад. В. И. Вернадский создал новое направление в геологии — биогеохимию, науку о роли организованной материи в геологической истории земной коры. Он ввел термин «живое вещество», понимая под этим всю совокупность организмов в их геологическом значении, всю флору, всю фауну, все бактерии, т. е. все живое на Земле, и указывал, что «понимаемое таким образом живое вещество совершенно сравнимо с другими телами, имеющими значение в химии земной коры, — с минералами, горными породами и жидкостями». (В. И. Вернадский, Избр. соч., т. V, 1954, с. 168—169). Отсюда стало возможным говорить и о биогеохимических процессах, и о концентрации и рассеянии химических элементов живым веществом.

Роль организмов в образовании горных пород и полезных ископаемых огромна. Достаточно вспомнить обширные области, сложенные известняками, или образования каменного угля, торфа, диатомиты, фосфориты, самородную серу и многие другие горные породы и минералы, которые являются продуктами органической жизни.

Главными элементами биосферы являются О, Н, С, N, Са (содержание каждого из них более 1% от массы организмов), далее по распространению следуют S, P, K, Na, Cl, Mg, Fe.¹ Все остальные элементы встречаются в количествах менее 0,01%.

Масса биосферы равна примерно $5 \cdot 10^{12}$ т. Большая часть ее сосредоточена в океане. Масса животного мира составляет примерно 1/2000 часть от массы растительности. Биосфера охватывает практически всю гидросферу, верхнюю часть литосферы и нижнюю часть атмосферы. Наиболее интенсивная жизнь, пленка жизни,

¹ По А. А. Саукову. «Геохимия». Наука, 1966.

приурочена к границе этих геосфер. Именно здесь, на стыке геосфер, мы видим наибольшее разнообразие и усложнение в строении вещества и именно здесь живет человек, самый сложный и удивительный продукт природы.

Л и т о с ф е р а. Литосфера, или земная кора, представляет самую верхнюю каменную оболочку нашей планеты. Прежде чем охарактеризовать ее, рассмотрим вкратце внутреннее строение Земли. Изучение внутреннего строения Земли имеет не только

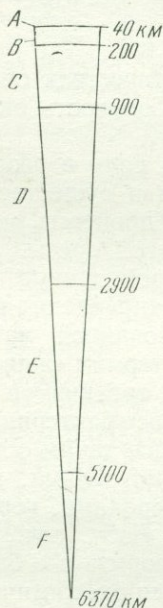
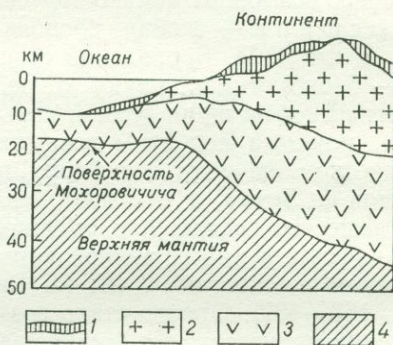


Рис. 52. Схема строения земного шара.

A — земная кора; B — верхняя мантия; C — средняя мантия; D — нижняя мантия; E — внешнее ядро; F — внутреннее ядро

Рис. 53. Схема строения земной коры.

1 — осадочные породы; 2 — граниты и метаморфические породы; 3 — базальты; 4 — породы мантии



научно-познавательное, но и практическое значение, ибо может указать законы распространения элементов (а следовательно, и месторождений полезных ископаемых), может пролить свет на локализацию и происхождение землетрясений и т. д. Такими исследованиями занимается главным образом наука геофизика, которая тесно связана с петрографией и геохимией.

В настоящее время можно считать установленными три главные твердые оболочки Земли — земную кору, мантию и ядро (рис. 52). Это разделение основано на геофизических данных — разной скорости распространения продольных и поперечных сейсмических волн в каждой из этих оболочек. Возникновение сейсмических волн вызывается искусственно — взрывами. Также изучаются и естественные упругие колебания, образуемые землетрясениями. На границе пород различной плотности происходит отражение и преломление сейсмических волн. Последние приходят на сейсмические станции, где и регистрируются приборами. В результате изучения распространения сейсмических волн становится

возможным установить границы пород различной плотности, а следовательно, и границы указанных оболочек.

Верхняя из этих оболочек — литосфера, или земная кора, — покрывает всю планету слоем мощностью от 8—12 км под океанами и от 40 до 70 км на континентах. На континентах выделяются три типа пород: тонкий чехол осадочных пород, под ним залегают метаморфическая оболочка и гранитный слой, а еще глубже — базальты (рис. 53). В океанических впадинах гранитного слоя и метаморфической оболочки нет, там только два типа пород — осадки и базальтовый слой. Отсюда и главное отличие континентальной земной коры от океанической. Четкое определение земной коры стало возможным только с установлением ее нижней границы. Эта граница определяется резким скачком в скорости прохождения продольных сейсмических волн: выше ее (в базальтовом слое Земли) эта скорость равна 6,5 км/с, ниже (в верхней мантии) — скорость 8 км/с. Резко изменяется и плотность пород: от 2,7 в среднем для земной коры до 3,3 сразу же глубже ее границы. Линия раздела земной коры и мантии называется перерывом Мохоровичича (или сокращенно Мохо) в честь сербского ученого-сейсмолога, открывшего существование этого перерыва.

Под земной корой располагается вторая, самая мощная из твердых оболочек Земли — мантия. На долю мантии приходится около 80% объема земного шара и около $\frac{2}{3}$ его массы (около $4 \cdot 10^{21}$ т). Мантия простирается до глубины 2900 км. С глубиной в мантии возрастают температура, давление, плотность и скорости прохождения сейсмических волн. Увеличение скорости прохождения сейсмических волн происходит неравномерно. Нарастание скорости и позволяет выделить верхнюю (до 200 км), среднюю (до 900 км) и нижнюю (до 2900 км) мантию. Вещество мантии твердое. Химический состав его, по А. П. Виноградову, соответствует каменным метеоритам — хондритам. Некоторые ученые полагают, что состав мантии соответствует составу дунитов или даже базальтов.

На глубине 2900 км снова отмечается резкое изменение свойств вещества, слагающего Землю. Этот раздел, отделяющий мантию от ядра Земли, установлен на основании того, что глубже его не проходят поперечные сейсмические волны. А так как поперечные сейсмические волны свободно распространяются в твердых телах и не проходят в жидкостях, то можно предположить, что по крайней мере верхняя часть ядра Земли имеет свойства жидкости. Естественно, что это не жидкость в понимании «как вода»; полагают, что это несколько более текучее вещество, чем мантия. На глубине ~5100 км в ядре (тоже из наблюдения сейсмических колебаний) выделяют еще внутреннюю его часть, которая, вероятно является твердой.

О химическом составе ядра можно только догадываться. Исходя из того, что средняя плотность Земли $5,52 \text{ г/см}^3$, а плотность литосферы составляет около $2,7 \text{ г/см}^3$, глубокие части Земли дол-

жны иметь очень большую плотность. Принимая, что состав мантии соответствует составу каменных метеоритов (хондритов), логично предположить, что состав более глубоких частей Земли (т. е. ядра) соответствует составу железных метеоритов. Поскольку последние состоят из Fe (90,85%) и Ni (8,5%), то и состав ядра предполагают состоящим из никелистого железа. Существуют и другие точки зрения, полагающие, что ядро, как и мантия, состоит из силикатов, которые благодаря чрезвычайно высокому давлению (на границе ядра с мантией $1,3 \cdot 10^5$ МПа, в центре Земли $3 \cdot 10^5$ МПа) находятся в особом «металлическом» состоянии.

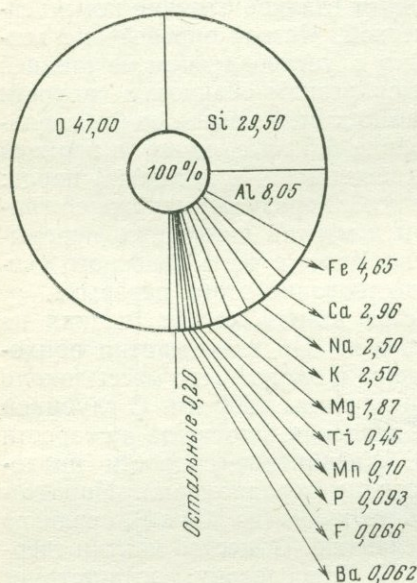


Рис. 54. Средние содержания химических элементов в земной коре (по А. П. Виноградову, 1962)

пределения элементов (особенно редких) в породах занимался также норвежский петролог И. Фохт. Таблицы средних содержаний химических элементов литосферы составлялись также академиками В. И. Вернадским и А. Е. Ферсманом. Последним и было предложено называть среднее содержание химического элемента в земной коре — *кларком* элемента, в честь американского геохимика Ф. У. Кларка.

На рис. 54 показано процентное содержание (кларки) наиболее распространенных элементов в земной коре. Крупные обобщения по распространенности химических элементов в разных типах горных пород и в метеоритах были выполнены в последние годы А. П. Виноградовым. В приложении к учебнику приведены табличные данные по А. П. Виноградову (1962), показывающие

Земная кора — главная область работ минералога, петрографа и геохимика. Здесь протекают все геологические процессы и здесь мы встречаемся со всем разнообразием сочетаний химических элементов, составляющих минералы и горные породы. Среднее содержание химических элементов в земной коре впервые было вычислено в 1889 г. американским ученым Ф. У. Кларком (1847—1931). Поставив своей задачей получение возможно более точных данных по содержанию химических элементов в породах земной коры, Ф. У. Кларк непрерывно изменял и уточнял эти сведения, впоследствии (в 1924 г.) совместно с Г. С. Вашингтоном. Изучением рас-

средние содержания химических элементов в разных типах горных пород, в каменных метеоритах и средние содержания элементов (кларки) для литосферы в целом.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ИХ ИЗОТОПОВ

При рассмотрении средних содержаний химических элементов в земной коре прежде всего бросается в глаза их крайне различная распространенность. Одни элементы встречаются в десятки, сотни, тысячи, миллионы и миллиарды раз реже, чем другие. Наибольшей распространенностью отличается кислород, на долю которого приходится около 47,0% по массе, далее следуют (в %): кремний (29,50), алюминий (8,05), железо (4,65), кальций (2,96), натрий (2,50), калий (2,50), магний (1,87) и другие элементы.

Наименее распространены некоторые элементы из группы редких земель ($n \cdot 10^{-5}$ %), ртуть ($8,3 \cdot 10^{-6}$ %), золото ($4,3 \cdot 10^{-7}$ %), рений ($7 \cdot 10^{-8}$ %), еще более редкими являются радий, протактиний и полоний.

Особенно наглядна эта неравномерность, если указать, что на долю первых трех наиболее распространенных элементов приходится 84,55% по массе, а на первые восемь элементов—99,03%. Такое распространение элементов характерно только для земной коры. Распространенность элементов в мантии и для всей планеты Земля иная.

Ученые долгое время пытались связать распространенность химических элементов с их химическими свойствами. Но оказалось, что такой зависимости нет. Ряд химических элементов, имеющих совершенно различные химические свойства, встречаются в земной коре в одинаковых количествах, а элементы, близкие по химическим свойствам, например щелочные металлы, встречаются в различных количествах. Таким образом, распространенность элементов не зависит от их химических свойств, она связана со строением атомных ядер этих элементов. А отсюда выявлены и закономерности в распространении химических элементов и их изотопов, причем эти закономерности характерны не только для земной коры и Земли в целом, но и для всех космических тел.

Первая закономерность заключается в том, что *преимущественное распространение имеет химические элементы, расположенные ближе к началу периодической таблицы Д. И. Менделеева*. Кстати сказать, Д. И. Менделеевым впервые и было отмечено, что главная масса вещества земной коры состоит из легких элементов (до № 28).

Вторая закономерность заключается в преимущественном распространении элементов с четными номерами по сравнению с нечетными. Это было установлено независимо друг от друга итальянским ученым Г. Оддо (1914 г.) и американцем Харкинсом (1917 г.) и известно под названием правила Оддо—Харкинса: *из двух со-*

седних элементов периодической системы распространённость четного элемента, как правило, больше, чем нечетного. Содержание четных элементов для Земли в целом по массе 97,21%, а по числу атомов — 97,35%. Среди первых по распространённости 28 элементов земной коры четные элементы составляют по массе 86,36%, а нечетные 13,64% (соответственно по числу атомов 74,86 и 25,14%). Из нечетных элементов распространены Al, Na и K, составляющие по массе 13% литосферы и являющиеся для нее особенно характерными элементами. Другим исключением

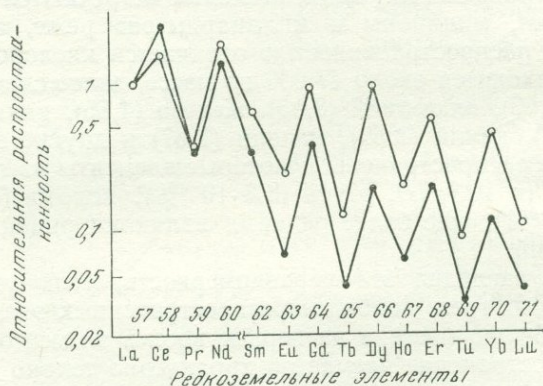


Рис. 55. Распространённость редкоземельных элементов в земной коре (нижний график) и в метеоритах (верхний график). Распространённость лантана принята за единицу

из правила являются инертные газы He (№ 2), Ne (№ 10), Ar (№ 18), Kr (№ 36), Xe (№ 54). Все они четные, а встречаются в ничтожных количествах. Дефицитность их объясняется инертностью и диссипацией (рассеянием) их из атмосферы Земли в космическое пространство.

Правило Оддо—Харкинса особенно хорошо иллюстрируется на примере элементов группы редких земель (рис. 55). Из рисунка видно не только резкое преобладание четных элементов над нечетными в земной коре, но и совершенно аналогичное распределение этих элементов в метеоритах. Последнее обстоятельство наглядно свидетельствует об единстве земного и метеоритного вещества и об одинаковых законах распространения элементов на Земле и в космосе.

А есть ли какие-либо закономерности в распространении изотопов химических элементов?

Распространённость изотопов на Земле и в космосе подчиняется тем же закономерностям, что и распространённость химических элементов. Наиболее распространены изотопы с четным числом протонов и нейтронов (60%), изотопы с нечетным числом протонов

или нейтронов составляют 36% и изотопы с нечетным числом и протонов и нейтронов 4%.

Второй закономерностью в распространении изотопов, отмеченной еще Оддо, является резкое преобладание изотопов, атомная масса которых кратна четырем. В самом деле, если мы посмотрим на табл. 4, то увидим резкое преобладание изотопов этого типа.

Т а б л и ц а 4

Распространенность изотопов некоторых химических элементов

Элементы	Изотопы	Относительное содержание, в %	Элементы	Изотопы	Относительное содержание, в %
Углерод	^{12}C	98,9	Кремний	^{28}Si	92,28
	^{13}C	1,1		^{29}Si	4,67
Кислород	^{16}O	99,76		^{30}Si	3,05
	^{17}O	0,04	Сера	^{32}S	95,10
	^{18}O	0,20		^{33}S	0,74
Магний	^{24}Mg	77,4		^{34}S	4,20
	^{25}Mg	11,5		^{36}S	0,016
	^{26}Mg	11,1			

Эту таблицу можно было бы продолжить и дальше: на изотоп ^{40}Ca приходится 96,96%, на ^{48}Ti 73,45%, на ^{52}Cr 83,78%, на ^{56}Fe 91,57%. Исключения составляют такие элементы, как ^{39}K , ^{58}Ni , ^{14}Ni , и некоторые другие. Особенно «плохо» ведет себя калий, его изотопы соответственно составляют: ^{39}K 93,38%, ^{40}K 0,01%, ^{41}K 6,61%. Это возможно объяснить тем, что ^{40}K радиоактивен, раньше его было больше, а к настоящему времени он почти весь распался. Закономерности же в распространении изотопов объясняются, по-видимому, тем, что атомные ядра, построенные по типу ядер гелия ^4He , устойчивы. Поэтому распространенность изотопов с массовым числом, кратным четырем, есть следствие образования химических элементов в результате последовательного присоединения атомов ^4He или α -частиц.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЭЛЕМЕНТОВ

Основой для всех геохимических классификаций элементов является периодическая таблица Д. И. Менделеева. Это и понятно, поскольку она отображает закономерное изменение химических свойств элементов, а следовательно, и их геохимических особенностей — условий концентрации и рассеяния в определенных процессах и в геосферах Земли.

Существует несколько геохимических классификаций. Одной из первых была классификация В. И. Вернадского (1924 г.), в основу которой было положено участие элементов в геохимических циклах и их радиоактивные свойства. В. И. Вернадским выделя-

лись благородные газы, благородные металлы, циклические элементы, (на долю их приходится более 99% массы земной коры, геохимическая история их выражена круговыми процессами — «циклами»), рассеянные элементы, сильно радиоактивные элементы и элементы редких земель. В 1924 г. В. М. Гольдшмидтом была предложена классификация элементов на основе электронного строения атомов и ионов и способности элементов концентрироваться в различных оболочках Земли. Согласно А. Е. Ферману, элементы можно классифицировать по их принадлежности к кислым, средним и ультраосновным магмам и сульфидным месторождениям. Наиболее подробной является классификация А. Н. Заварицкого (1950 г.), который выделил в периодической таблице Д. И. Менделеева 10 групп, объединяющих элементы, близкие по геохимическим признакам (поведению, распространности в природе).

Наиболее простой, удобной и распространенной является классификация В. М. Гольдшмидта. Согласно этой классификации все элементы подразделяются на следующие четыре группы (табл. 5).

Т а б л и ц а 5

Геохимическая классификация элементов, по В. М. Гольдшмидту

Атмофильные	Литофильные	Халькофильные	Сидерофильные
H, He, N, Ne, Ar, Kr, Xe, Rn	Li, Be, B, C, O, F, Na, Mg, Al, Si, Cl, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, TR, Hf, Ta, W, Ra, Th, U	Cu, Zn, Ga, Ge, As, S, Se, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Au, Hg, Tl, Pb, Bi	Fe, Co, Ni, Mo, Ru, Rh, Pd, Re, Os, Ir, Pt, P (?)

1. Атмофильные элементы (от греческого «атмос» — пар, газ и «филео» — любовь, т. е. элементы, предпочитающие состояние газа) — характерны для атмосферы, обычно находятся в виде неионизированных атомов или молекул.

2. Литофильные элементы (от греческого «литос» — камень, т. е. элементы «любящие» камни, породы) — это главные по распространенности элементы горных пород, к литофильным относятся 54 элемента.

3. Халькофильные элементы (от греческого «халькос» — медь, т. е. имеющие родство с медью) — образуют соединения с серой, селеном и теллуром, характерны для сульфидных месторождений.

4. Сидерофильные элементы (от греческого «сидерос» — железо, т. е. имеющие родство с железом). Часто встречаются в самородном виде.

Для большинства элементов такое разделение достаточно четкое, но очень многие из них в ту или иную группу отнесены условно.

Например, олово выявляет и литофильный, и халькофильный характер; литофильный потому, что главное соединение — SnO_2 , касситерит — типичное для литосферы соединение с кислородом, с другой стороны, олово и халькофил, ибо известно его соединение с серой и медью — станнин $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$. Фосфор обладает как сидерофильными, так и литофильными свойствами. Подобных примеров можно было бы привести много, но все это лишь указывает на сложность геохимической классификации. Когда В. М. Гольдшмидт предложил свою классификацию, он имел в виду, что атмосферные элементы слагают атмосферу, литофильные — каменную оболочку (литосферу и верхнюю часть мантии), халькофильные — сульфидную оболочку и сидерофильные — металлическое ядро Земли.

Контрольные вопросы

1. Какие вопросы изучает геохимия?
2. Сформулируйте периодический закон Д. И. Менделеева?
3. Что такое изотопы? Их роль в геохимии.
4. Какие газы наиболее распространены в атмосфере?
5. Каков средний химический состав океанической воды? Какова средняя соленость океанических вод?
6. Охарактеризуйте биосферу.
7. Расскажите о внутреннем строении Земли. Что такое земная кора и мантия?
8. Какие химические элементы наиболее распространены в земной коре? Что такое кларки?
9. Каковы основные закономерности распространения химических элементов и их изотопов?
10. Найдите по таблице (приложение 7), как изменяются содержания Mg , Si , K и Fe от ультраосновных пород к основным, средним и кислым породам. Каков кларк этих элементов?
11. Какие группы элементов выделяются в геохимической классификации В. М. Гольдшмидта?

III. МИНЕРАЛОГИЯ

ОБЩАЯ ЧАСТЬ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ «МИНЕРАЛ». ЗАДАЧИ МИНЕРАЛОГИИ

Сто с лишним лет назад к объектам минералогии относили все горные породы, кристаллы, руды, окаменелости, уголь, нефть, жидкости и газы, т. е. все неживые естественные тела. Затем из минералогии были выделены окаменелости (палеонтология), горные породы (петрография), каустобиолиты (уголь и нефть). Еще В. И. Вернадский в 1925 г. к объектам минералогии относил воду и природные газы.

В настоящее время минералами называются однородные по составу и строению кристаллические вещества, образовавшиеся в результате природных физико-химических процессов и являющиеся составными частями горных пород и руд. С химической точки зрения минерал — более или менее однородное тело, отвечающее определенному составу. Физически каждый минерал также характеризуется более или менее определенными, присущими ему качествами: твердостью, плотностью, магнитностью, оптическими свойствами и др.

К определению понятия «минерал» нужно сделать следующие замечания.

1. К минералам мы условно будем относить не только явно кристаллические вещества, но также и некоторые скрытокристаллические и аморфные природные вещества (халцедон, агат, опал и некоторые другие), которые истари относятся к царству минералов. Они также твердые вещества, продукты природных процессов, составные части горных пород и руд.

2. К минералам следует относить природные химически и структурно однородные образования, являющиеся составными частями других космических тел — Луны, планет, метеоритов. Так, можно говорить о минеральном составе лунных горных пород, минеральном составе каменных метеоритов и т. д. При этом интересно отметить, что некоторые минералы, известные в метеоритах, неизвестны на Земле (например, сульфид кальция — ольдгамит CaS или фосфид железа, никеля и кобальта — шрейберзит $(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Co})_3\text{P}$).

3. Различные синтетические продукты, близкие по свойствам, составу и структуре к минералам, называются искусственными минералами. Таковы, например, полученные в лабораторных условиях искусственные кварц, корунд, слюда и др.

Распространение минералов в природе чрезвычайно широко. Вся земная кора, все горные породы и месторождения полезных ископаемых состоят из минералов.

Размеры минеральных индивидов могут быть от больших, масса которых несколько тонн (полевой шпат, кварц), до мельчайших зернышек, видимых только в микроскоп. Большинство минералов встречаются именно в виде мелких и мельчайших зернышек, образуя зернистую структуру магматических, осадочных и метаморфических горных пород.

Известно около 2200 минералов, а число их названий с разновидностями более 4000. Последнее объясняется тем, что многие минералы имеют несколько названий (синонимы). Кроме того, разновидности минералов получают самостоятельные названия благодаря отклонениям от химического состава, цвета и других свойств. Широко распространенных в природе минералов насчитывается около 450 видов, остальные встречаются редко.

Названия минералов даются по характерным физическим свойствам, по химическому составу или по месту, где они были впервые обнаружены. Многие минералы названы в честь ученых, открывших или описавших их.

Главенствующее положение кислорода в земной коре определяет то, что преобладающее число минералов как по количеству, так и по массе — кислородные соединения. Кислород, согласно А. С. Поваренных, входит в состав 1538 минералов. Главными химическими элементами, образующими минералы земной коры, помимо кислорода, являются водород H, кремний Si, алюминий Al, железо Fe, кальций Ca, магний Mg, натрий Na, калий K, титан Ti, углерод C, марганец Mn, фосфор P и сера S. Много минеральных видов образуют медь Cu, свинец Pb, мышьяк As, сурьма Sb, бор B, хлор Cl, фтор F, уран U, ванадий V.

Количественное значение других элементов в образовании самостоятельных минералов несравненно ниже, таковы ниобий Nb, тантал Ta, бериллий Be, никель Ni, кобальт Co, литий Li и другие. Ряд элементов образуют очень ограниченное количество минералов (менее 10): платина Pt, индий In, скандий Sc, цезий Cs и др. Такие элементы как, например, рубидий Rb, рений Re и некоторые другие, не образуют собственных минералов, они изоморфно рассеяны в кристаллических решетках других минералов.

Существует логическое представление: чем больше распространенность элемента в земной коре, тем в большем числе самостоятельных минералов он присутствует. В большинстве случаев это представление справедливо, но не является закономерностью и очень часто нарушается особенно халькофильными элементами:

упоры. Все металлические и неметаллические полезные ископаемые состоят из минералов.

Наука минералогия изучает морфологию (внешний вид), химический состав, примеси, внутреннюю структуру минералов. Не меньшее значение имеет определение физических свойств минералов, что важно как с практической точки зрения, так и для диагностики. И, наконец, минералогия изучает происхождение (генезис) минералов и закономерности их распространения в природе.

Естественно, что особенно большое значение знание минералогии приобретает при проведении геологоразведочных и поисковых работ.

Контрольные вопросы

1. Дайте определение понятию «минерал»?
2. Какова распространенность минералов? Их размеры.
3. Какое количество минеральных видов известно в природе?
4. Каковы главные задачи минералогии?

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ФОРМУЛЫ МИНЕРАЛОВ

Для выяснения химического состава минерала производят его химический анализ. В результате пересчета данных анализа определяют химическую формулу минерала. Формулы могут быть эмпирическими, показывающими только химический состав, и структурными, дающими представление о пространственном расположении атомов в минерале и их связи между собой.

Для некоторых минералов структурные формулы еще не установлены. Но благодаря рентгеновским методам исследования во многих случаях удалось определить взаимоотношение атомов в кристаллических структурах минералов. Этими вопросами связи химизма со строением вещества и его свойствами, как уже указывалось ранее, занимается кристаллохимия.

В минералах важно выявить катионы и анионные комплексы, характеризующие типы кристаллических структур. При написании формул минералов анионные комплексы отделяются от катионов квадратными скобками, например, сидерит $\text{Fe}[\text{CO}_3]$, барит $\text{Ba}[\text{SO}_4]$, сподумен $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, микроклин $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и т. д.

Следует иметь в виду, что эмпирические формулы минералов не отображают особенностей их внутреннего строения и в минералогии они в настоящее время заменены структурными формулами. Так, эмпирическая формула минерала мусковита $\text{H}_2\text{KA}l_3\text{Si}_3\text{O}_{12}$, а структурная $\text{KA}l_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$. Последняя показывает, что в структуре мусковита имеется сложный анионный комплекс и что вода в мусковите находится не в виде H_2O , а в виде гидроксила $(\text{OH})^{1-}$, причем этот гидроксил может быть в свою очередь замещен F^{1-} .

Формула минерала ковеллина может быть изображена как CuS , однако в ковеллине имеется два вида ионов серы — одиноч-

ные S^{2-} и спаренные $[S_2]^{2-}$, и два вида ионов меди Cu^{1+} и Cu^{2+} . Поэтому формулу ковеллина нужно писать $Cu_2S \cdot CuS_2$. Другой пример — формула минерала реальгара: с учетом структурных особенностей минерала ее нужно писать не AsS , а As_4S_4 . Это связано с кольцевой структурой реальгара, состоящей из 4 ионов серы, образующих квадрат, и 4 ионов мышьяка, образующих тетраэдр.

В минералогии нередко различают безводные и водные минералы (сульфаты, фосфаты, карбонаты и др.). К водным относятся те минералы, которые имеют в своем составе электрически нейтральные молекулы воды. Вода в составе минералов может быть связанной и свободной. Связанная, или кристаллизационная, вода входит в кристаллическую решетку минералов, занимая в ней определенные места. Примерами могут быть некоторые водные карбонаты и сульфаты, например гипс $Ca[SO_4] \cdot 2H_2O$. Свободная вода не участвует в строении кристаллической решетки минералов, количество ее может быть различным в зависимости, например, от температуры. Примерами свободной воды является вода цеолитов (см. цеолиты с. 219). И, конечно, вся гигроскопическая вода, удерживающаяся в тончайших трещинках минералов и пород силами поверхностного натяжения, также является свободной и удаляется при нагревании до $110^\circ C$.

Гидроксилсодержащие минералы в строгом смысле не могут быть названы водными. Между электрически нейтральной молекулой воды H_2O и отрицательно заряженным ионом гидроксила $(OH)^-$ существует принципиальная разница. Гидроксил $(OH)^-$ может замещать в минералах такие ионы, как Cl^- и F^- , он прочно удерживается в кристаллических решетках, этими свойствами молекулы воды не обладают.

Химический состав многих минералов нельзя точно отобразить формулой. Это зависит от различных механических примесей в минералах и способности некоторых соединений образовывать изоморфные смеси или твердые растворы; по своей однородности последние аналогичны жидким растворам.

Примеры пересчета химических анализов минералов на формулу даны в приложении 4.

Контрольные вопросы

1. Какие существуют формулы минералов?
2. Как в настоящее время принято в минералогии отображать химический состав минерала?

ИЗОМОРФИЗМ И ПОЛИМОРФИЗМ

Изо м ор ф из м — свойство атомов (или ионов) одних веществ замещать в структуре атомы (или ионы) других. Явления изоморфизма очень широко распространены в минералах. Так, химический состав минерала вольфрамита отображается форму-

лой (Fe, Mn) $[\text{WO}_4]$. Он представляет собой изоморфную смесь, где атомы марганца замещают в структуре атомы железа, и наоборот, формально это может быть выражено формулой $n\text{Fe}[\text{WO}_4] \times (100 - n) \text{Mn}[\text{WO}_4]$. Крайние члены этого ряда носят названия ферберита $\text{Fe}[\text{WO}_4]$ и гюбнерита $\text{Mn}[\text{WO}_4]$. Минерал оливин $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$ также представляет собой изоморфную смесь, где атомы магния в структуре замещаются атомами железа. Формально это может быть выражено формулой $n\text{Mg}_2[\text{SiO}_4] \times (100 - n) \text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$. Конечные члены этого непрерывного ряда носят названия форстерита $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ и фаялита $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$.

Наряду с простыми случаями может происходить сложное изоморфное замещение целых комплексов в кристаллических структурах. Классическим примером такого сложного замещения являются минералы из группы полевых шпатов — плагиоклазы. Плагиоклазы представляют собой непрерывный ряд минералов, где пара атомов Ca и Al замещается на пару Na и Si ($\text{CaAl} \rightleftharpoons \text{NaSi}$). Крайние члены этого ряда называются анортитом $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ и альбитом $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. В соответствии с изменением состава изменяются и физические свойства плагиоклазов, например оптические свойства, плотность и др.

Таким образом, различаются два главных вида изоморфизма: более простой, когда взаимозамещаются ионы, имеющие одинаковую валентность, — он называется **и з о в а л е н т н ы м** изоморфизмом, и сложный, когда происходит замещение ионов разных валентностей, **г е т е р о в а л е н т н ы й** изоморфизм. Примерами изовалентного изоморфизма служат замещения Mg^{2+} и Fe^{2+} в оливине $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$, гетеровалентного — отмеченные выше замещения в плагиоклазах, а также замещения: $2\text{Al} - 3\text{Mg}$ в слюдах, $2\text{Na} - \text{Ca}$ в нефелине, цеолитах, $2\text{Ca} - \text{TR} + \text{Na}$ в апатите и др.

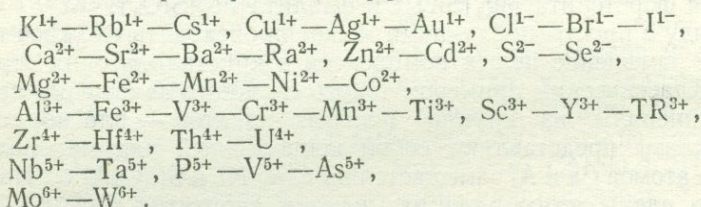
По степени совершенства изоморфных замещений можно выделить два случая. В первом случае замещение одного элемента другим может быть в пределах до 100% — это совершенный, или полный, изоморфизм. Во втором случае замещение может быть частичным от сотых долей, до нескольких процентов — это несовершенный, или ограниченный, изоморфизм.

Многие изоморфные примеси не отражаются формулой минерала, ибо количество их невелико. Так, в цинковых обманках ZnS обычно присутствует в виде изоморфной примеси Fe, а иногда Cd и In.

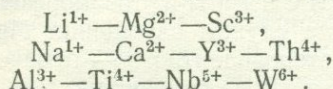
Формула минерала монацита — $(\text{Ce}, \text{La})[\text{PO}_4]$, но в нем возможны примеси других элементов: редких земель, иттрия, тория, кальция, а в анионной части — $[\text{SiO}_4]$ и $[\text{SO}_4]$. В более полном виде формула монацита может быть написана так: $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Th}, \text{Ca})[\text{PO}_4, \text{SiO}_4, \text{SO}_4]$. Естественно, что для соблюдения электростатического равновесия возможен только изоморфный обмен катионов на катионы и анионов на анионы с сохранением равенства сумм валентности тех и других.

Если происходит изоморфное замещение одних элементов (или комплексов) другими, то они берутся в скобки и отделяются друг от друга запятой, причем порядок написания зависит от количества этих элементов (или компонентов). В монаците церия больше, чем лантана, а лантана больше, чем тория. В анионной части такая же последовательность. В минерале салите, в структуре которого ионы магния изоморфно замещаются ионами железа, магний преобладает, что и отображается формулой $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})[\text{Si}_2\text{O}_6]$.

Особенно характерны изоморфные замещения в рядах:



Как видно, эти ряды соответствуют вертикальным (изовалентным) рядам периодической таблицы Д. И. Менделеева. Следовательно, замещение ионов часто происходит по изовалентным рядам. Однако при гетеровалентном изоморфизме изоморфные замещения происходят по диагональным направлениям таблицы Менделеева, поскольку ионные радиусы по этим направлениям близки. Так, характерен изоморфизм между элементами в рядах:



Многие элементы периодической системы, процентное содержание которых в земной коре (кларк) сравнительно высокое, мы не встречаем в минералах в значительных количествах. Так, например, элемент германий Ge содержится в земной коре в количествах, больших, чем серебро или сурьма, но он почти не образует самостоятельных минералов. Зато он часто, хотя и в очень небольших количествах, изоморфно замещает в силикатах кремний и таким образом «рассеян» в земной коре.

Понятие явлений изоморфизма способствует обнаружению редких и рассеянных элементов. Так, например, рений Re, сверхрассеянный элемент (кларк $7 \cdot 10^{-8}$), благодаря изоморфизму с Мо был обнаружен в молибденидах, где содержания его могут достигать $2 \cdot 10^{-3}\%$ и откуда он извлекается (медно-молибденовые руды Коунрада). Другой пример — рубидий Rb — сравнительно распространенный элемент, кларк его $1,5 \cdot 10^{-2}$, т. е. он более распространен чем Pb, но он так же, как и Re, не образует собственных минералов. Где его искать? Наиболее вероятен его изоморфизм с K^{1+} , поэтому его надо искать в калийсодержащих минералах, где он и обнаруживается в наибольших количествах (например, в слюдах, в карналлите — $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), и из которых извлекается.

В чем же причина изоморфизма? В. М. Гольдшмидт указал, что элементы могут замещать друг друга в структурах в том случае, когда радиусы ионов (или атомов) являются близкими и разница их не превышает 15%. Однако, если величины радиусов ионов близки, это еще не предопределяет их изоморфного замещения. Понятие о ионных сферах, как несжимаемых шарах, верно лишь в первом приближении. Напряжение электрического поля, заряд и типы ионов приводят к такому взаимодействию между ними, когда правильная шарообразная форма иона искажается, происходит поляризация (деформация) электронной оболочки иона.

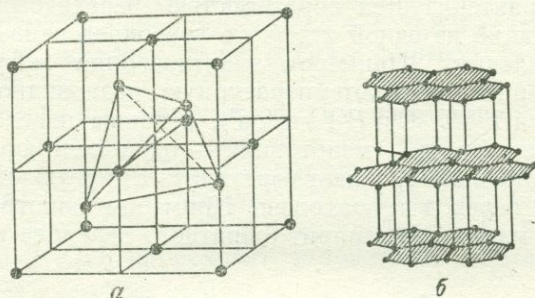


Рис. 56. Структуры алмаза (а) и графита (б)

Поэтому, кроме близости ионных радиусов, поляризационные свойства ионов также должны быть близкими. Если степень поляризации ионов различна, то даже при очень близких радиусах изоморфизма между ионами не будет (например, нет изоморфизма между Na^{1+} и Cu^{1+}).

Поли м о р ф и з м. В переводе с греческого слово «полиморфизм» означает многоформность. Это явление до известной степени противоположно изоморфизму и заключается в том, что одинаковые по химическому составу вещества образуют различные структуры.

Полиморфными могут быть элементы и сложные соединения. Происхождение различных полиморфных модификаций (разновидностей) связано с различием в условиях их образования. Каждая из модификаций имеет свою структуру, а отсюда и свои специфические свойства.

Хорошим примером полиморфизма углерода являются минералы алмаз и графит. Свойства их совершенно различны: алмаз самый твердый из минералов (твердость 10), графит имеет твердость 1. Плотность алмаза 3,5, графита 2,2. Алмаз кристаллизуется в кубической сингонии, графит — в гексагональной. Причина столь различных свойств указанных минералов объясняется их структурой, т. е. расположением атомов углерода (рис. 56). Связь атомов углерода в графите менее прочная, чем в алмазе, структура графита листоватая, в виде плоских гексагональных сеток. Зна-

чительные расстояния между этими сетками и определяют его свойства: легкую расщепляемость, меньшую плотность и др.

Несколько полиморфных модификаций имеет и сера; в природных условиях устойчивой является лишь сера ромбической сингонии. Примерами полиморфных модификаций соединений могут служить кальцит ($\text{Ca}[\text{CO}_3]$ тригональной сингонии), арагонит ($\text{Ca}[\text{CO}_3]$ ромбической сингонии), пирит (FeS_2 кубической сингонии) и марказит (FeS_2 ромбической сингонии), полиморфные модификации кварца (SiO_2) и т. д.

Различают два вида полиморфизма. Первый вид — энантиотропия — характеризуется обратимостью (переходом) полиморфных модификаций из одной в другую при определенных температурах и давлениях. Примером энантиотропии могут служить переходы кварца в высокотемпературную разновидность SiO_2 — тридимит (при $T\ 867^\circ\text{C}$ и $P\ 1\ \text{кгс/см}^2$), а также переходы алмаза в графит. Второй вид — монотропия — одна полиморфная модификация (нестабильная) может переходить в другую (стабильную), но обратный переход невозможен. Примером монотропии является переход марказита в пирит (обратного перехода нет).

Контрольные вопросы

1. Что такое изоморфизм? Приведите примеры минералов, представляющих изоморфную смесь.
2. Приведите примеры изовалентного и гетеровалентного изоморфизма.
3. В чем причина изоморфизма?
4. Что такое полиморфизм?
5. Расскажите о полиморфизме углерода.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

Физические свойства минералов имеют большое практическое значение (радиоактивность, люминесценция, магнитность, твердость, оптические свойства и др.) и очень важны для их диагностики. Они зависят от химического состава и типа кристаллической структуры. Например, радиоактивные свойства минералов зависят от химического состава — наличия радиоактивных элементов, спайность минералов зависит от особенностей их кристаллической структуры, плотность — от химического состава и от типа кристаллической структуры. Физические свойства могут представлять скалярную величину (независимы от направления), например плотность, или быть векторными (зависящими от направления), например, твердость, спайность, оптические свойства.

Плотность. Плотности минералов (в г/см^3) колеблются от величин, примерно равных единице, до 23,0 (платинистый иридий). Подавляющая масса минералов имеет плотность от 2,5 до 3,5, что и обуславливает плотность земной коры, равную примерно 2,7—2,8.

Минералы по плотности условно можно разделить на три группы: легкие (плотность до 3,0), средние (плотность от 3,0 до 4) и тяжелые (плотность более 4).

Некоторые минералы легко узнаются по большой плотности (барит 4,6, церуссит 6,5). Как правило, минералы, содержащие тяжелые металлы, имеют большую плотность. Наибольшую плотность имеют самородные элементы — золото, серебро, минералы группы платины. В кристаллах одного и того же состава плотность определяется характером упаковки атомов в единичной структурной ячейке. Примером могут служить отмеченные выше алмаз и графит с плотностями соответственно 3,5 и 2,2. Другой пример: плотность кальцита $\text{Ca}[\text{CO}_3]$ 2,6—2,8 и арагонита $\text{Ca}[\text{CO}_3]$ 2,9—3,0, что свидетельствует о более плотной упаковке атомов в арагоните.

Для минералов, представляющих изоморфные ряды, увеличение (или уменьшение) плотности пропорционально изменению химического состава. Так в изоморфном ряду оливинов от форстерита $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ до фаялита $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$ плотность увеличивается от 3,20 до 4,35 г/см³, в ряду альбит $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ — анортит $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ происходит возрастание плотности от 2,61 до 2,75 г/см³.

Существуют различные методы определения плотности минералов. Весовые методы наиболее распространены и точны. Массу минерала и его объем определяют с помощью взвешивания. Известно несколько способов определения объема минерала, старейший способ — установление потери веса при взвешивании минерала в жидкости (согласно закону Архимеда).

Объемные методы основаны на установлении объема минерала с помощью различных по конструкции объемометров (волюмометров). Масса минерала, как и в большинстве других методов, определяется взвешиванием.

Иммерсионные методы базируются на подборе тяжелой жидкости с плотностью, равной плотности минерала (уравновешивание в жидкости). Эти методы просты и удобны, однако применение их связано с ограниченной плотностью тяжелых жидкостей обычно не более 3,6—4. Поскольку плотность подавляющего числа минералов также до 4 иммерсионные методы широко используются. Существуют и другие менее распространенные методы (механические, радиационные).

Некоторые простые методы определения плотности минералов приведены в приложении 3 (с. 382).

Механические свойства минералов обнаруживаются при механическом воздействии на них: при сжатии, растяжении и ударе. Так же, как и оптические свойства, они различны в разных направлениях и связаны с анизотропностью кристаллов. К числу важнейших механических свойств относятся спайность и твердость.

С п а й н о с т ь — способность кристаллов раскалываться по определенным кристаллографическим плоскостям с образованием блестящих поверхностей. Спайность может проявляться в одном, двух, трех, четырех и шести кристаллографических направлениях.

Кристаллы слюды можно расщепить по спайности на тончайшие листочки — у нее спайность в одном направлении по пинакоиду (001). Ромбоэдрический кристалл кальцита легко раскалывается по трем направлениям (по ромбоэдру), тогда как в других направлениях спайные плоскости не образуются.

Почему в одних направлениях кристаллы раскалываются по спайности, а в других нет? Причина спайности заключается в силе

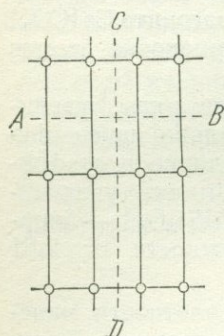


Рис. 57. Разрыв кристалла осуществляется легче по AB , чем по CD

сцепления между материальными частицами кристалла, а последняя зависит от расстояния между частицами и от величины ионных зарядов, взаимодействующих между собой. Плоскости спайности должны быть параллельны плоским сеткам пространственной решетки с наибольшими межплоскостными расстояниями. Например, в плоской сетке, приведенной на рис. 57, разрыв кристалла по направлению AB будет легче, чем по CD или любому другому, так как силы сцепления между частицами будут меньше.

Для оценки спайности существует следующая шкала:

1. Спайность весьма совершенная — кристалл колетса на тончайшие пластинки с зеркальной поверхностью (слюда, гипс).
2. Спайность совершенная — кристалл в любом месте колетса по определенным направлениям, образуя ровные поверхности; неправильный излом получается крайне редко (кальцит, галит, галенит).
3. Спайность средняя — при расколе образуются как ровные спайные поверхности, так и неровные поверхности излома (полевые шпаты, роговая обманка).
4. Спайность несовершенная — ровные спайные поверхности редки, при разломе большей частью образуется неправильный излом (берилл, апатит).
5. Спайность весьма несовершенная — практически нет спайности, кристаллы имеют неровные поверхности излома при расколе (кварц, касситерит).

В различных направлениях спайность кристалла может быть одинаковой или разной по степени совершенства.

Минералы, не имеющие спайности или имеющие несовершенную спайность, раскалываются по неровным плоскостям и з л о м а.

По характеру этих поверхностей излом в минералах может быть неровный (самородная сера, апатит, касситерит), ступенчатый (полевые шпаты), занозистый (актинолит, тремолит), раковистый

(кварц, халцедон, опал), крючковатый (самородные элементы — золото, медь, платина) и других видов.

Твердость. Под твердостью кристалла понимается его сопротивление механическому воздействию более прочного тела. Твердость кристаллов является их важным диагностическим признаком.

Существует несколько методов определения твердости. В минералогической практике принята шкала Мооса. Эталоны шкалы твердости Мооса являются следующие минералы, расположенные в порядке увеличения твердости.

- | | |
|-----------------------------------|---|
| 1. Тальк $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$ | 6. Полевой шпат (ортоклаз) $K[AlSi_3O_8]$ |
| 2. Гипс $Ca[SO_4] \cdot 2H_2O$ | 7. Кварц SiO_2 |
| 3. Кальцит $Ca[CO_3]$ | 8. Топаз $Al_2[SiO_4](F, OH)_2$ |
| 4. Флюорит CaF_2 | 9. Корунд Al_2O_3 |
| 5. Апатит $Ca_5[PO_4]_3(F, Cl)$ | 10. Алмаз C |

Необходимо отметить относительность шкалы Мооса: если тальк имеет твердость 1, а гипс твердость 2, то это не означает, что гипс в 2 раза тверже талька. То же самое можно сказать и относительно всех других минералов-эталонов. Твердость их условна, и при определении другими методами получены иные значения.

Определение твердости минералов производится методом царапания. Если, например, апатит (твердость 5) царапает исследуемый минерал, а флюорит (твердость 4) не царапает его, то мы определяем твердость исследуемого минерала примерно как 4,5.

Эталоны шкалы Мооса могут заменить следующие предметы: лезвие стального ножа — твердость около 5,5, напильник — около 7, простое стекло — 5; минералы, имеющие твердость 2, легко чертятся ногтем. Точное определение твердости получают с помощью специальных приборов — склерометров (твердомеров). В склерометре М. М. Хрущева и Е. С. Берковича твердость определяется по глубине вдавливания алмазной пирамидки квадратного сечения в исследуемый объект, что наблюдается под микроскопом. Для характеристики приводим величины твердости, полученные на склерометре для эталонных образцов минералов:

Тальк	2,4	Полевой шпат	795
Гипс	36	Кварц	1 120
Кальцит	109	Топаз	1 427
Флюорит	189	Корунд	2 060
Апатит	536	Алмаз	10 060

Так же, как и спайность, твердость кристаллов обнаруживает анизотропию. Кристаллы алмаза, например, имеют наибольшую ретикулярную плотность на гранях октаэдра (111), меньшую на гранях ромбододекаэдра (110) и еще меньшую на гранях куба (100). В соответствии с этим твердость по граням октаэдра будет большей, чем по граням ромбододекаэдра, а грани куба будут иметь наименьшую твердость.

Очень характерны в этом отношении отмеченные выше кристаллы дистена, твердость которых на плоскости совершенной спайности вдоль удлинения равна 4,5, а поперек 6.

Оптические свойства. В естественном свете колебания электрического и магнитного векторов совершаются в каждый момент в различных направлениях, всегда перпендикулярных к направлению распространения световой волны (т. е. перпендикулярно к световому лучу). Такой свет носит название неполяризованного, или простого.

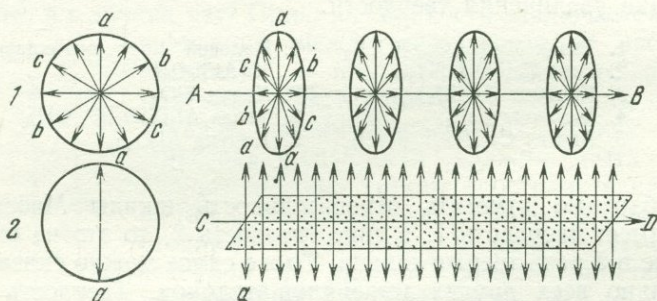


Рис. 58. Колебания естественного (1) и поляризованного (2) света

При прохождении через оптически анизотропную среду свет становится поляризованным. Колебания поляризованного света происходят лишь в одной плоскости, проходящей через направление движения световой волны. На рис. 58 показана схема колебаний естественного (неполяризованного) и поляризованного света.

Поляризация света происходит при прохождении через все кристаллы, за исключением кристаллов кубической сингонии; последние в оптическом отношении изотропны. Естественный свет, вступающий в кристалл (кроме кристаллов кубической сингонии), распадается на две световые волны, распространяющиеся с различными скоростями. Обе волны становятся поляризованными, причем плоскости их колебаний взаимно перпендикулярны. Это явление называется *двупреломлением*, или *двойным светопреломлением*. Двупреломление было открыто Бартолином в 1669 г. и в дальнейшем изучено Х. Гюйгенсом.

Наиболее сильно двупреломление выражается в кристаллах исландского шпата (оптического кальцита). Если положить прозрачный кристалл исландского шпата на бумагу с какой-либо надписью, то сквозь него будут отчетливо видны две надписи, одна более четкая, другая более слабая (рис. 59). Чем толще кристалл, тем дальше будет одна надпись от другой.

В кристаллах тригональной, тетрагональной и гексагональной сингоний имеется только одно направление, по которому не происходит двойного светопреломления. Это направление называется оптической осью, оно совпадает с осью симметрии высшего порядка. Поэтому кристаллы средних сингоний называются оптически одноосными. В кристаллах триклинной, моноклинной и ромбической сингоний имеются два направления, по

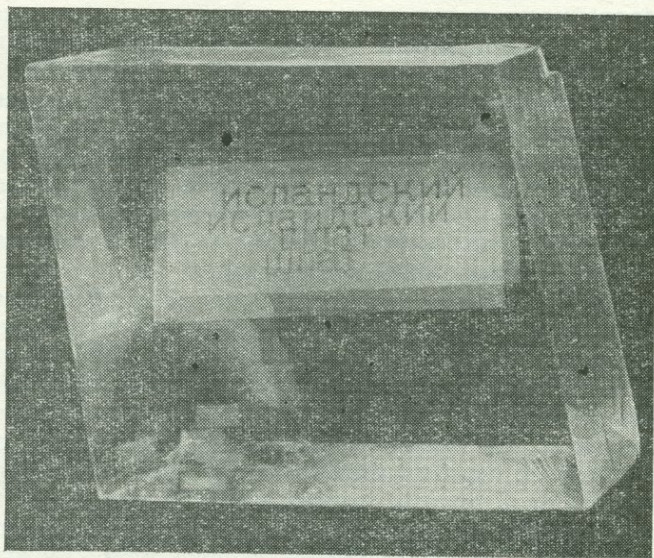


Рис. 59. Двупреломление в кристалле исландского шпата

которым не происходит двойного светопреломления; они в оптическом отношении двuosны.

В изотропной среде и в кристаллах кубической сингонии свет распространяется по всем направлениям с одинаковой скоростью. Поверхность световой волны в этом случае имеет форму шара.

В кристаллах средних сингоний скорость распространения световых волн различна. Световая волна, распространяющаяся с одинаковой скоростью во всех направлениях, называется обыкновенной, а распространяющаяся в различных направлениях с различной скоростью — необыкновенной. Поверхностью первой световой волны является шар, а второй — эллипсоид вращения. Таким образом, поверхность световой волны для кристаллов средних сингоний представляет собой шар, вписанный в эллипсоид, или шар, описанный вокруг эллипсоида. В кристаллах низших сингоний вообще нет обыкновенных волн, все волны здесь распространяются с различными скоростями, а общая поверхность световой волны более сложная.

Оптические свойства кристаллов широко используются в минералогии и петрографии для изучения минералов и горных пород. Оптический метод исследования основывается на изучении оптических свойств кристаллов (двойного светопреломления, показателей преломления и др.) при помощи поляризованного света.

Ц в е т. Прежде всего при изучении любого минерала обращает на себя внимание его цвет.

Минералы могут иметь самые различные цвета и оттенки. Одни минералы имеют определенный цвет, по которому можно их безошибочно определить, например красная киноварь, золотистый пирит, зеленый малахит, синий лазурит. Другие минералы, такие, как турмалин, берилл, гранат, флюорит, кварц, могут быть различно окрашенными. Турмалин бывает черным, розовым, зеленым, бесцветным. Встречаются и такие турмалины, которые имеют разный цвет в одном и том же кристалле: один конец розовый, середина белая, другой конец зеленый. Это так называемые полихромные (многоцветные) турмалины.

Цвет минералов зависит от их внутренней структуры, от механических примесей и главным образом от присутствия элементов-хромофоров, т. е. носителей окраски. Известны многие элементы-хромофоры, таковы Cr, V, Ti, Mn, Fe, Ni, Co, Cu, U, Mo и некоторые другие. Эти элементы могут быть в минерале главными, ведущими, например, Cu в малахите или Mn^{2+} в родоните, они образуют собственную окраску этих минералов, соответственно зеленую и розовую. С другой стороны, элементы-хромофоры могут быть в виде примесей. Примесь хрома, например, вызывает зеленую окраску в изумруде (разновидность берилла) и фуксите (разновидность мусковита), красную окраску в рубине (разновидность корунда) и пиропе (минерал из группы гранатов). Однако для многих минералов причины окраски еще неясны.

Умение правильно определить цвет минералов очень важно для геолога-поисковика. Зеленые и синие примазки малахита и азурита указывают на нахождение медных руд, розовые порошковые налеты — на руды кобальта, бурые и ржавые окраски гидроокислов железа дают возможность сделать вывод о нахождении зоны окисления рудного месторождения. А. Е. Ферсман писал по поводу цвета минералов: «Особенно внимательно должен подумать о цвете минералов геохимик-разведчик, полевой исследователь, для которого окраска минералов является первым признаком находки месторождения полезных ископаемых и опытный глаз которого дороже всего» (А. Е. Ферсман «Занимательная геохимия»). Он выделял следующие цвета (окраски) минералов.

1. Идиохроматические окраски (собственные), вызванные содержанием хромофоров или структурными факторами; например дефектами в структуре минералов.

2. Аллохроматические окраски, вызванные наличием механических примесей, обычно микровключений других минералов

(например, буро-коричневый авантюрин — кварц, содержащий тонкорассеянные чешуйки железной слюдки — гематита Fe_3O_4).

3. Псевдохроматические окраски, связанные с рассеянием света, интерференцией световых волн (побежалость, иризация, опалесценция).

Побежалость пестрая или радужная, окраска приповерхностного слоя. Она объясняется появлением тонких поверхностных пленок за счет изменения, например окисления, минералов. Яркие фиолетовые и синие отливы побежалости характерны для минерала борнита Cu_5FeS_4 , называемого также пестрой рудой. Желтая или пестрая побежалость свойственна халькопириту CuFeS_2 , а темно-синяя — антимониту Sb_2S_3 .

Иризация и опалесценция (характерные цветные переливы) типичны, например, для лабрадора и опала.

Цвет черты. Минералы, твердость которых невелика, оставляют черту на неглазурованной фарфоровой пластинке. Цвет черты, или цвет минерала в порошке может отличаться от цвета самого минерала. Так, черные по внешнему виду гематит, хромит, сфалерит оставляют соответственно вишнево-красную, желтую и темно-коричневую черту. Золотистый пирит и некоторые другие минералы не черного цвета дают черную черту.

Блеск. Различают минералы с металлическим и неметаллическим блеском (иногда выделяют еще металлоидный блеск — гематит и др.). Металлический блеск имеют те минералы (независимо от их окраски), которые дают черную черту на неглазурованной фарфоровой пластинке. Неметаллический блеск характерен для минералов, дающих любую цветную или белую черту. Исключением являются только самородные элементы (золото, серебро, медь) и некоторые сульфиды (халькопирит), которые дают цветную черту, хотя относятся к минералам с металлическим блеском.

Среди неметаллических блесков обычно различают: алмазный — алмаз, киноварь, касситерит, рутил, циркон; стеклянный — кварц, флюорит, корунд, шпинель, сфалерит, дистен, гранаты, многие сульфаты и карбонаты; восковый — кремень, халцедон, галлуазит, гарниерит; жирный — нефелин, шеелит, сера (в изломе); шелковистый — хризотил-асбест, гипс-селенит, волокнистый малахит, серицит; перламутровый — пластинчатый гипс; смолистый — уранинит, ортит.

Электрические свойства. Большое практическое значение имеют электрические свойства кристаллов (пиро- и пьезоэлектричество).

Пироэлектричество — электричество, возникающее в кристаллах в связи с изменением температуры. Конечно, возникновение электрических зарядов происходит только на концах кристаллов — диэлектриков. Пироэлектрические свойства проявляются только у тех кристаллов, которые не имеют центра симметрии. Наиболее сильно это свойство проявляется у кристаллов турмалина.

Пьезоэлектричество — электричество, возникающее в кристаллах при растяжении или сжатии (прямой пьезоэлектрический эффект). Если сжимать кристалл, на его концах могут возникнуть электрические заряды, при растяжении этого же кристалла на тех же концах также возникнут электрические заряды, но противоположные по знаку.

Пьезоэлектричество возможно лишь в тех кристаллах, которые имеют полярные оси, т. е. такие оси, противоположные концы которых нельзя совместить друг с другом имеющимися на данном кристалле элементами симметрии. Естественно, это будут кристаллы тех видов симметрии, которые не имеют центра симметрии.

Хотя возникающие на гранях кристаллов пирро- и пьезоэлектрические заряды очень малы, их величину все же можно заметить.

Если к кристаллу, обладающему пьезоэлектрическими свойствами, приложить переменное электрическое поле, то он будет сжиматься и растягиваться (обратный пьезоэлектрический эффект). Последнее свойство имеет особенно большое практическое применение. Оно используется для подводной связи, измерения морских глубин, передачи направленных радиосигналов, стабилизации длины волны радиоустановок, для измерения давления в стволах орудий при выстреле и в цилиндрах двигателей, для получения ультразвука и т. д.

Из природных кристаллов-пьезоэлектриков наибольшее применение находят прозрачные кристаллы горного хрусталя или пьезокварца, а из искусственных — кристаллы сегнетовой соли и некоторых других соединений. Ввиду недостатка природного сырья кристаллы пьезокварца выращивают искусственно.

Магнитность. Это свойство характерно для немногих минералов. Наиболее сильными магнитными свойствами обладает магнетит, или магнитный железняк, FeFe_2O_4 , меньшими — пирротин Fe_{1-x}S . Эти минералы притягивают магнитную стрелку, а магнетит может удерживать небольшие металлические предметы.

Минералы, обладающие сильным полярным магнетизмом, называются ферромагнитными. Многие другие железосодержащие минералы (ильменит, пироксены и др.) характеризуются гораздо более слабым магнетизмом, их называют парамагнитными. И наконец, есть минералы, обладающие слабой отрицательной магнитной восприимчивостью, они слегка отталкиваются магнитом, их называют диамагнитными (кальцит, кварц, галит, графит, самородное золото, серебро, висмут).

Магнитные свойства важны для диагностики минералов. При минералогических исследованиях по этим свойствам производится разделение минералов на фракции (см. прилож. 2).

Некоторые минералы, содержащие железо, приобретают магнитные свойства только после прокаливания в восстановительных условиях, другие проявляют их лишь под воздействием электрического поля (например, пирит).

Магнитность мелких зерен минерала проверяют притяжением их к магниту.

Люминесценция. Некоторые минералы при воздействии на них ультрафиолетовых, катодных или рентгеновых лучей могут излучать свет («холодное свечение»). Это излучение носит название люминесценции.

Минералы люминесцируют также при растрескивании, расщеплении (триболоминесценция), нагревании (термолюминесценция). По длительности свечения различают: флюоресценцию — свечение, прекращающееся после прекращения действия возбуждателя, и фосфоресценцию — свечение, продолжающееся некоторое время после прекращения возбуждения.

Один и тот же минерал может люминесцировать разными цветами и обнаруживать люминесценцию разного рода. Особенно интенсивную люминесценцию минералов можно видеть в ультрафиолетовых лучах. Флюорит в них светится фиолетовым цветом, отунит — зеленым, шеелит — голубым, корунд — малиново-красным, кальцит — оранжево-желтым и т. д.

Люминесценция минералов имеет большое практическое значение для поисковых работ. Облучение забоев, образцов пород и руд, шлихов помогает установить присутствие в них алмаза, урановых минералов, шеелита, циркона и других полезных ископаемых.

Радиоактивность. Радиоактивностью называется превращение неустойчивых изотопов одного химического элемента в изотопы другого с излучением элементарных частиц. Радиоактивностью обладают минералы, содержащие радиоактивные элементы, в первую очередь уран, радий и торий.

Определение радиоактивности производится при помощи различных электроскопов, ионизационных камер и других приборов. Действие их основано на определении ионизации воздуха, вызываемой радиоактивным распадом элементов. Урановые минералы сильно действуют также на фотографическую пластинку. Если на фотопластинку положить на некоторое время штупф с минералами урана, то при проявлении пластинки на ней появятся черные пятна, соответствующие местам, где находились эти минералы.

Радиоактивность находит широкое применение при поисках урановых руд и при определении абсолютного возраста горных пород. Зная количество конечных продуктов распада урана — свинца и гелия — и скорость этого распада, можно достаточно точно вычислить абсолютный возраст горных пород, содержащих урановые минералы.

Некоторые минералы, содержащие радиоактивные элементы, испытывают структурные изменения, вызываемые α -частицами при радиоактивном распаде. Благодаря этому минералы, обладающие кристаллографическими очертаниями и не относящиеся к кубической сингонии (например, ортит, циркон и др.), становятся со временем изотропными, приобретают раковистый излом, харак-

теризуются более низким удельным весом, аномальным количеством адсорбированной воды и другими признаками. Это так называемые метамиктные минералы, образующиеся в результате метамиктного распада, т. е. процесса, в результате которого минерал с кристаллической структурой становится аморфным.

При нагревании метамиктные минералы снова переходят в кристаллическое состояние, что приводит к уменьшению их объема и увеличению плотности.

Из прочих физических свойств минералов можно отметить растворимость в воде и в кислотах, плавкость, хрупкость, ковкость, гибкость, упругость, а в некоторых случаях запах, горючесть, вкус и другие свойства. Некоторые из них интересны для диагностики минералов.

Под хрупкостью в минералогии понимается свойство крошиться под давлением или при ударе. Так, например, самородная сера и алмаз — очень хрупкие минералы, а самородное золото, медь, серебро — очень ковкие минералы. Ковкость их проявляется в том, что они могут быть легко расплющены на тонкие пластинки. Хрупкость у блеклых руд и ковкость у халькозина являются диагностическими признаками этих сульфидов.

Гибкость (свойство изгибаться) характерна для многих минералов. Так, гибкие листочки имеют кристаллы молибденита, хлоритов, талька, гидрослюд, но только у обычных слюд (мусковита, биотита и других) листочки в то же время и упругие, — они восстанавливают первоначальное положение при снятии напряжения. Хризотил-асбест также имеет гибкие волокна в отличие, например, от хрупкого волокнистого гипса (селенита).

Контрольные вопросы

1. Перечислите важнейшие физические свойства минералов.
2. Какие плотности имеют минералы?
3. Что такое спайность? Ее причины.
4. Как оценивается спайность? Шкала спайности.
5. Какие методы существуют для определения твердости в кристаллах?
6. Назовите минералы шкалы твердости Мооса.
7. Каким бывает излом минералов?
8. В чем отличие поляризованного света от неполяризованного?
9. Что такое двупреломление? На каких кристаллах оно хорошо заметно?
10. Какие кристаллы называются оптически одноосными и двуосными?
11. Приведите примеры минералов, характеризующихся одним цветом, и минералов, имеющих различную окраску.
12. Каковы причины окраски минералов?
13. Что такое побежалость? Для каких минералов она характерна?
14. Как различаются минералы по блеску? Приведите примеры.
15. Что такое пьезоэлектричество и пьезоэлектричество?
16. В каких кристаллах возможно возникновение пьезоэлектричества? Практическое значение пьезоэлектричества.
17. Как определяются магнитные свойства минералов?
18. Что такое люминесценция? Какие минералы обнаруживают люминесценцию?
19. Какие минералы обладают радиоактивностью?

МОРФОЛОГИЯ МИНЕРАЛОВ И ИХ АГРЕГАТОВ

Внешний вид минералов различен. По внешней форме можно выделить изометрические (равномерно развитые), вытянутые, шестоватые, плоские, таблитчатые и др.

Минералы различают также по общему виду их кристаллов, зависящему от преобладающей простой формы. Облик минералов может быть кубическим, октаэдрическим, тетраэдрическим, призматическим, дипирамидальным и пр. Так, кубический облик имеют флюорит, пирит, галит; октаэдрический — алмаз, магнетит; тетраэдрический — сфалерит, тетраэдрит; призматический — диопсид, скаполит, берилл; дипирамидальный — шеелит, циркон и т. д.

При характеристике формы минералов также учитывают штриховку на гранях (кварц, топаз, турмалин и др.), двойники (ортотлаз, касситерит, кварц, гипс и др.), скульптуру граней и другие признаки.

Морфология минералов зависит от условий их образования. Свободно растущие минералы обладают наиболее полно развитой формой. Различия в условиях образования минералов и помехи при кристаллизации приводят иногда к самому необычному для данного минерала внешнему виду.

Совокупность нескольких минералов одного и того же происхождения называется их агрегатом. Наиболее распространены разнообразные зернистые агрегаты, ими сложены все кристаллические горные породы. Зернистые агрегаты различаются по величине зерен: крупнозернистые, среднезернистые, мелкозернистые; также выделяют равномернозернистые и неравномернозернистые. Землистые агрегаты характерны для порошковатых, рыхлых минералов и для осадочных горных пород — глин, бокситов и др. Различают шестоватые, волокнистые, пластинчатые, чешуйчатые и другие агрегаты.

Из прочих форм выделения минералов в природе отметим следующие.

Д р у з ы (или щетки) представляют собой незакономерные сростки кристаллов. Встречаются крупные, очень красивые, друзы кварца, кальцита, топаза, пирита (рис. 60) и других минералов.

К о н к р е ц и и имеют вид желваков, шаровидных стяжений, со скорлуповатым или радиальнолучистым строением (рис. 61). В центре конкреций часто находятся органические остатки, вокруг которых концентрировалось вещество. Предполагают, что образование конкреций связано с притоком вещества от периферии к центру, при этом рост кристаллов направлен от центра к периферии. Находятся конкреции обычно среди осадочных пород, например глин. В виде конкреций встречаются фосфориты, сферосидерит, марказит и другие минералы.

С е к р е ц и и представляют собой форму отложения минерального вещества в полостях, причем рост минералов происхо-

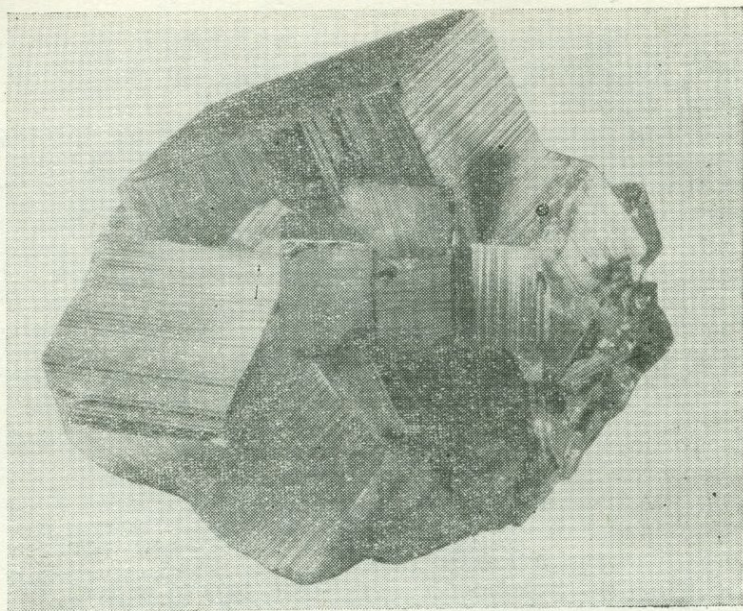


Рис. 60. Друза кристаллов пирита. Березовское месторождение, Урал

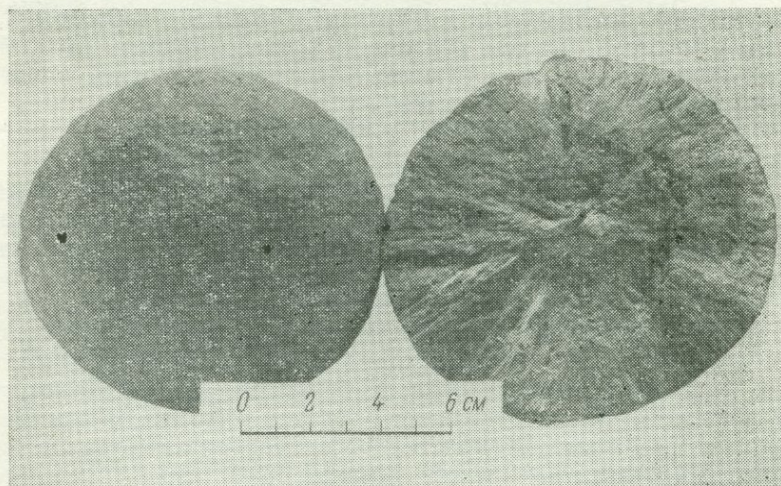


Рис. 61. Конкреции фосфоритов. Хмельницкая область УССР

дит от периферии к центру. Обычно секрции имеют овальную форму. Если размер секрции более 1—2 см в диаметре, то она носит название жеоды. Мелкие секрции называются миндалитами, они характерны для некоторых эффузивных горных пород.

Дендриты имеют ветвящееся древовидное строение и похожи на отпечатки растений (особенно папоротников). Они образовались благодаря проникновению растворов по тонким волосным трещинкам породы. Особенно часто встречаются черные дендриты окислов марганца (рис. 62), а также самородной меди.

Оолиты представляют собой агрегат мелких шариков, размер которых может быть от 0,05 мм до 2—3 см в диаметре (рис. 63). В разрезе шарики имеют концентрическое (реже радиальнолучистое) строение; в центре иногда можно видеть песчинку или обломок раковины.

Оолиты образуются в водной среде, когда в определенных условиях растворенное вещество начинает группироваться вокруг песчинок, пылинок или пузырьков воздуха. Оолиты характерны для арагонита (гороховый камень), боксита, лимонита (бобовые руды). В последнее время к оолитам относят все минералы, имеющие «оолитовое» строение, хотя происхождение их и отличается от описанного (например, магнетитовые руды Ангаро-Илимских месторождений).

Натеки и почковидные агрегаты очень распространены среди поверхностных образований. Натечные формы могут иметь вид сосулек, растущих сверху (сталактиты) и снизу (сталагмиты). Сталактиты и сталагмиты кальцита часто встречаются в карстовых пещерах среди известняков (рис. 64).

Различного вида натеки и почковидные агрегаты характерны для малахита, гематита (красная стеклянная голова), халцедона (рис. 65) и других минералов. Срез таких агрегатов показывает их зональное строение, что можно объяснить послойным отложением веществ из растворов, в том числе и из коллоидных (рис. 66).

Кроме указанных форм, минералы часто выделяются в виде налетов, выцветов, корочек, обычных для поверхностных условий.

Встречаются минералы, которые имеют не свойственную им форму. Подобные образования называются псевдоморфозами («псевдо» — чужой, «морфос» — форма).

Например, лимонит, представляющий собой смесь различных гидроокислов железа, встречается иногда в виде кубиков. Чаше всего лимонит принимает форму кубических кристаллов пирита. Это можно объяснить следующим образом. Пирит FeS_2 в зоне окисления разрушается и переходит в гидроокислы железа $\text{Fe}_2\text{O}_3 \times n\text{H}_2\text{O}$ (т. е. в лимонит), которые и заполняют оставшуюся от выщелачивания пирита форму. В таком случае образуется псевдоморфоз лимонита по пириту.

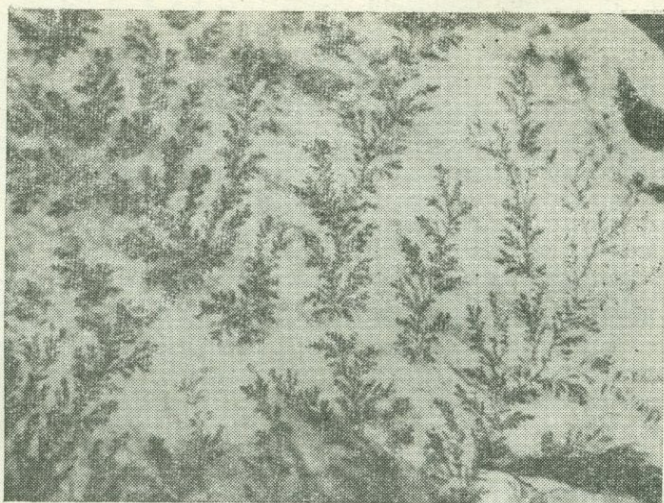


Рис. 62. Дендриты окислов марганца на кремнелом известняке. Кадаинское месторождение, Забайкалье

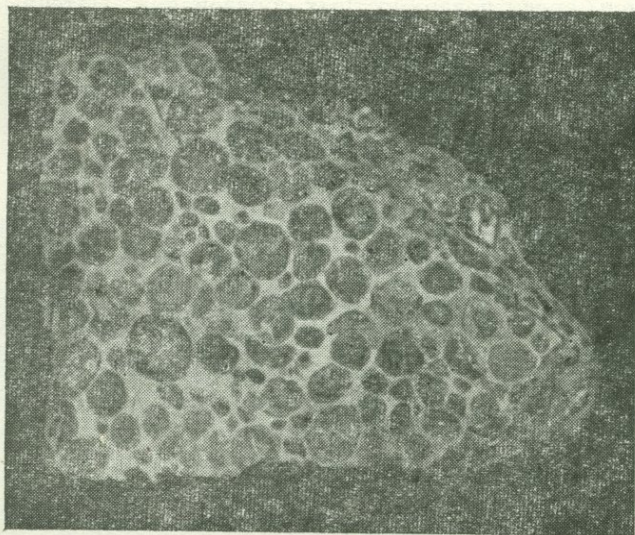


Рис. 63. Оолитовое строение боксита. Салаирский кряж

Также удивительны иногда кубические кристаллы гипса, представляющие собой псевдоморфозы по каменной соли, октаэдрические кристаллы малахита по куприту, фосфорита по органическим остаткам (раковинам), халцедона по дереву и др.



Рис. 64. Сталактиты и сталагмиты. Постойнинские пещеры, Югославия

В тех случаях, когда вновь образующийся минерал имеет тот же химический состав, что и минерал, по которому он развивается, псевдоморфозы называются параморфозами. Это по существу различные полиморфные превращения минералов: например, превращение высокотемпературного гексагонального кварца (α -кварц) в низкотемпературный тригональный кварц (β -кварц).

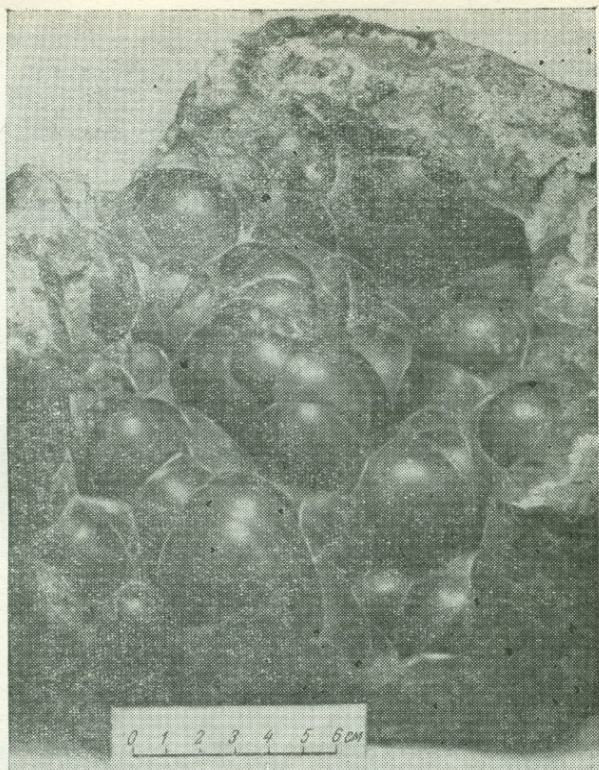


Рис. 65. Почковидные агрегаты халцедона. Закавказье



Рис. 66. Концентрически зональное строение малахита. Полированный образец, Урал. Нат. вел.

Контрольные вопросы

1. Какой облик могут иметь минералы?
2. Что называется минеральным агрегатом?
3. Какие существуют агрегаты минералов?
4. Что такое друза? Приведите примеры.
5. Что такое конкреция и секреция? Приведите примеры.
6. Что такое дендрит?
7. Какие минералы встречаются в форме оолитов?
8. Приведите примеры натечных форм минералов.
9. Что такое псевдоморфоза и параморфоза? Приведите примеры.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ

Минерал — это продукт природных физико-химических процессов. По источнику энергии процессы минералообразования разделяются на две большие группы: эндогенные, связанные с внутренней энергией Земли, и экзогенные, связанные с энергией Солнца.

Эндогенные (или гипогенные, глубинные) процессы протекают в недрах Земли и связаны с магматической деятельностью. Процессы застывания магмы ведут к образованию различных магматических горных пород, а отделяющиеся от магмы газовые и водные растворы переносят различные вещества, которые при соответствующих условиях, например в трещинах, выделяются в виде минералов.

Экзогенные (или гипергенные, поверхностные) процессы происходят на поверхности или близ поверхности Земли, а также в атмосфере и гидросфере. Эти процессы связаны с физическим и химическим разрушением горных пород и минералов и вызывают образование других пород и минералов, устойчивых в условиях поверхности Земли. Сюда же относятся биогенные процессы, т. е. процессы, связанные с жизнедеятельностью организмов.

Минералы и горные породы, возникшие в результате эндогенных и экзогенных процессов, при изменении физико-химических условий в недрах Земли испытывают преобразования — метаморфизм. При этом возникают новые минералы и горные породы, которые называют метаморфическими.

Эндогенные процессы минералообразования

Эндогенные процессы так или иначе всегда связаны с деятельностью магмы. Среди них выделяют: собственно магматические, пегматитовые, пневматолитовые и гидротермальные процессы.

Магматические процессы. К собственно магматическим процессам образования минералов относятся те, при которых минералы образуются непосредственно при кристаллизации магмы. Именно таким образом возникли все минералы, слагающие изверженные горные породы. Например, гранит состоит из полевого шпата,

кварца и слюды; происхождение этих минералов в данном случае — магматическое. Второстепенные (акцессорные) минералы изверженных горных пород — апатит, циркон, ортит и др. также имеют магматическое происхождение.

Как известно из курса общей геологии, магматические или изверженные породы делятся на две большие группы: интрузивные¹ горные породы, закристаллизовавшиеся на глубине, и эффузивные², образовавшиеся вблизи поверхности или на поверхности земли. Магматические процессы минералообразования могут быть связаны и с интрузиями и с эффузиями. Когда говорят о магматическом происхождении минералов, то обычно указывают, с какими по составу породами они связаны: кислыми, щелочными, основными или ультраосновными. Ассоциации минералов при этом будут различными (см. прилож. 5).

Магматическое происхождение имеют многие практически важные минералы — апатит, алмаз, платина, руды хрома, никеля, меди, железа и др.

Пегматитовый процесс. Пегматиты — крупнозернистые и гигантозернистые жильные тела, близкие по составу тем интрузиям, с которыми они пространственно связаны и от которых отличаются формой, строением и иногда наличием ряда редкометальных и редкоземельных минералов.

Форма пегматитов преимущественно жильная, линзообразная; иногда встречаются неправильные, нередко ветвящиеся образования, а также штоки. Залегают пегматиты как в интрузивных породах, так и в породах кровли — в гнейсах и кристаллических сланцах. Тесная пространственная связь пегматитов с интрузивными породами доказывает их генетическое родство. Пегматиты обычно удалены не более чем на 1—2 км от интрузивных пород.

Подавляющее число пегматитов связано с гранитами (гранитные пегматиты), реже встречаются пегматиты, связанные с щелочными магматическими породами (щелочные пегматиты) и основными породами (габбро—пегматиты).

Минеральный состав гранитных пегматитов сходен с минеральным составом гранитов. Главными минералами являются полевые шпаты (микроклин, плагиоклазы), кварц и слюды (мусковит, биотит), часто встречается турмалин. Для пегматитов характерны берилл, касситерит, сподумен, танталит, колумбит, минералы редких земель и др.

Таким образом, пегматиты чрезвычайно интересны в практическом отношении. Они являются единственным источником слюды-мусковита, источником редких металлов — лития, бериллия, олова, цезия, тантала и ниобия, редких земель, а также керамического и пьезооптического сырья (полевой шпат, пьезокварц) и др.

¹ От латинского слова *intrusus* — внедрение.

² От латинского слова *effusio* — излияние.

Пегматитовые жилы могут достигать нескольких километров в длину и нескольких десятков метров мощности. Минералы пегматитов также достигают больших размеров. Так, например, в пегматитах в бассейнах рек Б. Чуи и Мамы (Восточная Сибирь) были встречены кристаллы мусковита массой в 1 т; пластины биотита могут достигать 7 м² (Норвегия); кристаллы сподумена — минерала, содержащего литий, достигают иногда 14 м в длину (Южная Дакота, США). В Карелии, где разрабатываются пегматиты как керамическое сырье, известны кристаллы полевого шпата массой в 100 т. В пегматитах Волыни добыты крупнейшие в мире кристаллы топаза, масса наибольшего из них 117 кг.

Пегматиты детально изучены акад. А. Е. Ферсманом. Ему принадлежит известная монография о пегматитах, в которой освещены основные вопросы, связанные с их происхождением, минералогией и полезными ископаемыми.

По мнению этого исследователя, при кристаллизации гранитной магмы образуется остаточный силикатный расплав, богатый соединениями редких и редкоземельных элементов и летучими веществами — минерализаторами (соединения хлора, фтора, бора). Этот остаточный расплав в силу разности давлений выжимается вверх в вышележащие породы и выполняет в них трещины и полости. По составу это тот же силикатный расплав, что и гранитный, поэтому главные породообразующие минералы пегматитов (полевые шпаты, кварц, слюды) те же, что и в материнской интрузии.

При одновременной кристаллизации кварца и полевого шпата возникают характерные образования, которые носят название «письменного гранита», или «еврейского камня» (рис. 67). Закономерные вроски кварца в полевом шпате напоминают восточные письма, иероглифы, откуда и произошло это название.

В результате реакций пегматитового расплава с вмещающими породами возможны случаи, когда одни компоненты выносятся из расплава, а другие поглощаются. Так образуются, по А. Е. Ферсману, пегматиты «линии скрещения», в отличие от обычных пегматитов «чистой линии», когда ассимиляции вещества из окружающих пород не происходит.

Существуют и иные точки зрения о происхождении пегматитов. Акад. А. Н. Заварицкий и В. Д. Никитин считают, что пегматиты представляют собой не продукты кристаллизации остаточного магматического расплава, а являются результатом перекристаллизации пород под влиянием газовых растворов. В результате такой перекристаллизации, которая происходит на большой глубине и при большом давлении возможно образование крупнокристаллических блоков, характерных для пегматитов.

Таким образом, по А. Н. Заварицкому, пегматиты являются послемагматическими образованиями, что до известной степени объединяет их с пневматолитовыми и гидротермальными жилами, так как газовые растворы при последующем охлаждении дают гидротермальные растворы.

Пневматолитовый процесс, или **пневматолитиз** (пневма — по-гречески «газ»). Пневматолитиз — процесс образования минералов из газовой фазы. На некоторых этапах кристаллизации магмы возможно отделение газов. По мере движения вверх по трещинам эти газы охлаждаются, реагируют друг с другом и с вмещающими породами, в результате чего образуются минералы.

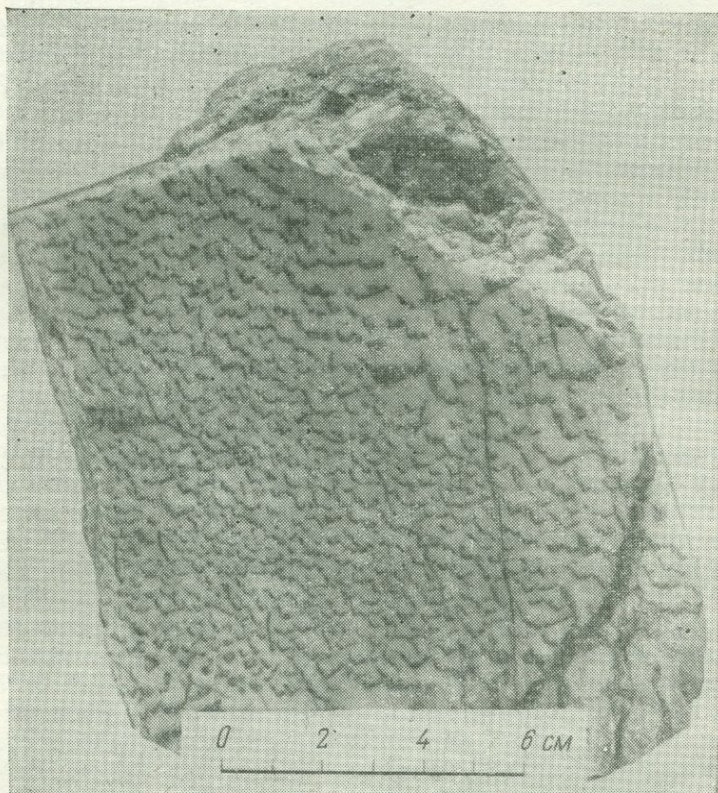


Рис. 67. Письменный гранит

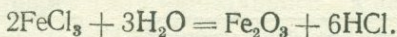
Продукты пневматолитиза — пневматолиты — разделяются на вулканические и глубинные.

Вулканические пневматолиты образуются в вулканических областях за счет газов, отделяющихся от магмы вблизи поверхности или на поверхности земли. Вулканические газы в огромных количествах уходят в атмосферу через жерла вулканов, фумаролы и трещины. Главными газами при извержениях являются пары воды, HCl , H_2S , SO_2 , NH_4Cl , CO_2 , CO , H_2 , O_2 , хлористые и сернокислые соединения Na , K , Ca . В газах также обнаруживаются

хлористые соединения Fe, Cu, Mn, Pb, соединения бора, фтора, брома, фосфора, мышьяка, сурьмы и др.

О количестве выделяющихся вулканических газов можно судить по следующим данным. В долине Десяти Тысяч Дымов на Аляске фумаролы Катмаи выделили за один год 1 250 000 т HCl и 200 000 т HF. Один из основных конусов Этны при извержении выделял столько водяного пара, что при конденсации его получалось бы около 20 млн. л. воды в сутки.

В процессе возгона газов в трещинах лавовых покровов и кратерах вулканов происходит образование минералов. Преимущественно это хлориды и сульфаты — минералы, легко растворимые и поэтому не наблюдаемые в больших количествах. Обычно все минералы, образующиеся при вулканической деятельности, имеют вид налетов, мелкокристаллических корочек или землистых агрегатов. Примерами образования минералов могут служить следующие реакции:



гематит



сера

Промышленное значение минералов вулканического происхождения очень ограничено. Это, в первую очередь, самородная сера (иногда содержащая селен), небольшие месторождения которой известны на Камчатке и Курильских островах, в Японии, Чили и Италии. В Италии также добывается природная борная кислота — сассолин $\text{B}(\text{OH})_3$.

Глубинные пневматолиты образуются в том случае, когда газы отделяются от магматического очага в недрах земной коры. Они просачиваются сквозь горные породы, реагируют с ними, преобразуя их химический и минеральный состав. Степень химических преобразований пород под действием газов зависит от их химической активности, состава пород, тектонического строения и длительности процесса. Весьма вероятно, что при глубинном минералообразовании наряду с газами действуют также и водные горячие (гидротермальные) растворы.

К глубинным пневматолитам относят некоторые жильные тела (тела выполнения трещин) и грейзены. Грейзены — породы, образовавшиеся в условиях средних глубин благодаря переработке магматическими эманациями (газами и водными растворами) гранитов и жильных магматических пород, а также эффузивов и некоторых осадочно-метаморфических пород, богатых кремнеземом и глиноземом. Как правило, грейзены образуются в куполовидных выступах гранитных интрузий и их экзоконтактных зонах.

В минералогическом отношении в грейзенах резко преобладает кварц. Кроме того, они почти всегда содержат мусковит, часто литиевые слюды, топаз, турмалин, флюорит, рутил. Из

рудных минералов характерны касситерит и вольфрамит, в меньшей степени молибденит и арсенопирит. Нередко в грейзенах можно встретить берилл, особенно характерна его прозрачная разновидность цвета морской воды — аквамарин, являющаяся

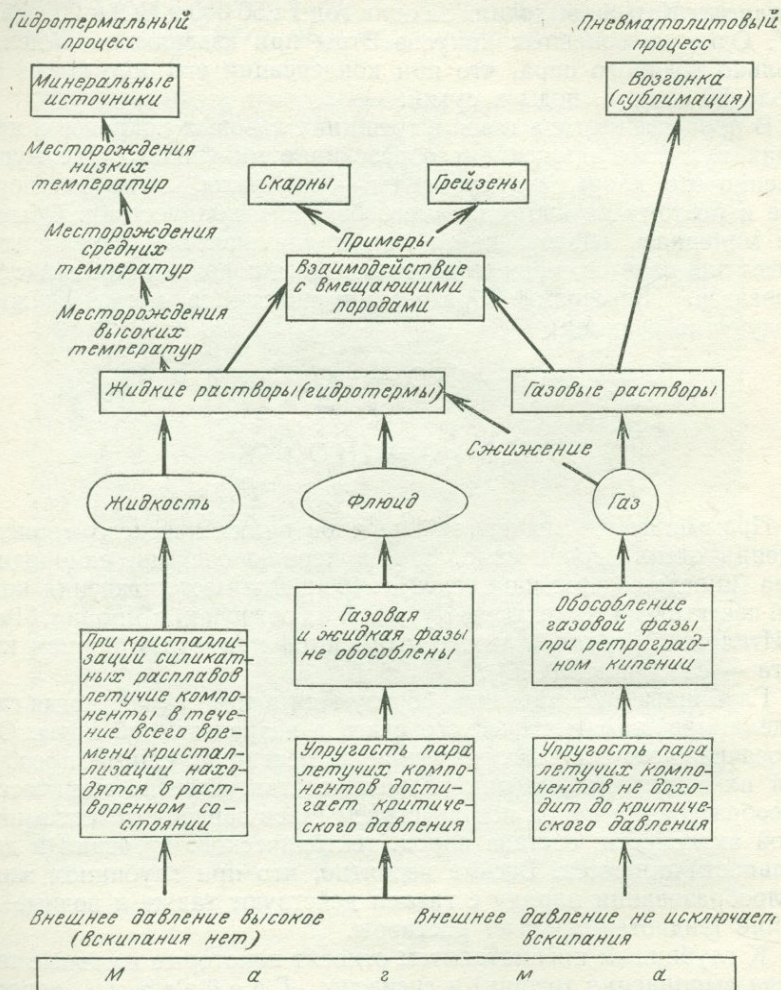
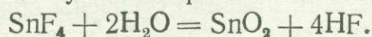


Рис. 68. Отделение магматических эманаций и общее положение пневматолитового и гидротермального процессов

драгоценным камнем. Примером одной из реакций, протекающих в грейзенах, может служить образование касситерита:



касситерит

Пневматолитовый процесс неразрывно связан с рассматриваемым ниже гидротермальным процессом.

Гидротермальный процесс. Гидротермы — горячие водные растворы, отделяющиеся от магмы или образующиеся в результате сжигания газов (рис. 68).

Гидротермальные растворы выносят из магматического очага целый ряд соединений металлов. Кроме того, гидротермы могут заимствовать различные вещества из боковых пород, по которым они движутся.

Причина движения гидротерм — разность давлений. Когда внутреннее давление растворов больше внешнего, растворы движутся в сторону наименьшего давления, обычно вверх, к поверхности земли. При своем движении они используют различные тектонические нарушения, трещины, зоны контактов. По мере удаления растворов от магматического очага температура их падает. В результате падения температуры и реакций с вмещающими породами гидротермы отлагают свой груз в виде минералов. Выделение минералов из водных растворов (иногда коллоидных) и представляет сущность гидротермального процесса.

Поскольку гидротермы обычно движутся по трещинам, форма большинства гидротермальных минеральных тел жильная. Главнейшим жильным минералом является кварц (кварцевые жилы, рис. 69, см. рис. 99 и 171).

Гидротермы могут быть высоко-, средне- и низкотемпературные, и соответственно по температуре образования выделяют следующие гидротермальные месторождения: высокотемпературные (450—300°), среднетемпературные (300—200°), низкотемпературные (ниже 200°).

Как правило, высокотемпературные гидротермальные минеральные тела располагаются ближе к материнской интрузии, в то время как низкотемпературные являются наиболее удаленными. Это ведет в известной степени к зональному расположению продуктов гидротермального процесса по отношению к той интрузии, которой они обязаны своим происхождением.

Так, ближе к гранитной интрузии и в самом интрузиве располагаются гидротермальные жилы с вольфрамитом, касситеритом, молибденитом, далее — жилы с сульфидами меди, золота, свинца и цинка, серебра, затем сурьмы и ртути. Однако подобная зональность не является строго концентрической, проявляется не всегда и характерна лишь для сравнительно небольших (до 10 км в поперечнике) гранитных штоков.

Гидротермальный процесс не ограничивается отложением минералов в трещинах с образованием различных жильных тел. Гидротермы так же, как и газы, просачиваются сквозь боковые породы, химически реагируют с ними, замещают их, привнося новые соединения. Так образуются метасоматические тела, имеющие часто трубчатую или неправильную форму и залегающие большей частью среди карбонатных пород.

Под метасоматозом Д. С. Коржинский понимает всякое замещение горной породы с изменением химического состава,

при котором растворение старых минералов и отложение новых происходит почти одновременно, так что в процессе замещения порода все время сохраняет твердое состояние.

При гидротермальной переработке вмещающих горных пород последние могут быть сильно изменены. Так образуются некоторые

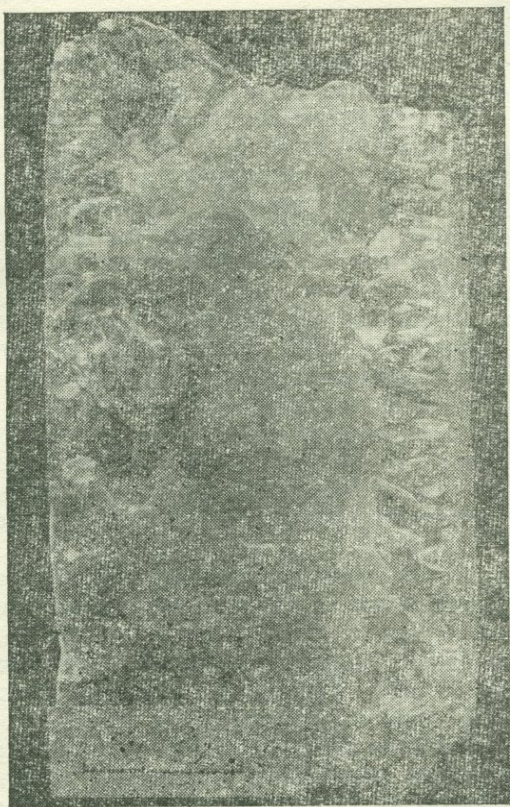


Рис. 69. Мусковит и флюорит в контактах кварцевой жилы

талковые сланцы. При действии гидротермальных растворов на богатые магнием ультраосновные породы и доломиты образуются асбест, тальк, магнезит, а действие низкотемпературных сернокислых гидротерм на богатые щелочами породы ведет к образованию алунита.

Гидротермальное происхождение имеют большинство руд цветных, редких и радиоактивных металлов, золото, а также различные неметаллические полезные ископаемые.

Гидротермальное минералообразование проявляется также в конце пегматитового процесса.

Следует отметить, что в настоящее время высказываются соображения о том, что гидротермальные растворы, несущие оруденение, не обязательно должны быть магматогенными. Это основывается на следующем.

Вместе с осадочными породами в глубокие горизонты литосферы попадают огромные количества воды и газов как в свободном виде (подземные, пленочные и волосные воды), так и в связанном (кристаллизационная, коллоидная вода). Вся литосфера как бы пропитывается водой и газами. При этом хорошо известно, что слабоминерализованные близ поверхности подземные воды на глубине превращаются в рассолы с минерализацией до 300 г/л и более. Температура этих вод на глубине 4—5 км возрастает до 150°. Многие воды обогащены (за счет выщелачивания из вмещающих пород) типичными элементами рудных месторождений — Si, Pb, Zn, «летучими» соединениями — S, F, B, Li, As и многими другими.

Эти высококонцентрированные термальные водные растворы по существу и могут быть теми растворами, которые мы называем гидротермальными. Они могут переносить элементы в ионной и в коллоидной формах, в форме различных сложных комплексов и, при изменении условий, отлагать их в виде труднорастворимых соединений — минеральных тел. Эти же растворы могут вызывать и метасоматические изменения горных пород и руд.

Экзогенные процессы минералообразования

В поверхностной зоне земной коры происходит мощный процесс разрушения минералов и горных пород. Совокупность явлений химического и физического разрушения носит общее название выветривания.

Продукты выветривания могут переноситься водными и воздушными потоками на значительные расстояния. Некоторые минералы и породы могут при этом переходить в раствор и мигрировать в растворенном виде, достигая морей и океанов. В определенных местах земной коры все эти продукты соответственно их гидродинамической и гидрохимической активности будут выпадать в осадок. Этот процесс носит название осадочного.

Процессы выветривания. Процессы выветривания приводят к механическому разрушению и химическому разложению пород и минералов.

Агентами выветривания являются вода и ветер, колебания температуры вблизи поверхности, кислород и углекислота воздуха, жизнедеятельность организмов. Интенсивность выветривания также зависит от климата, рельефа местности, химического состава пород и минералов.

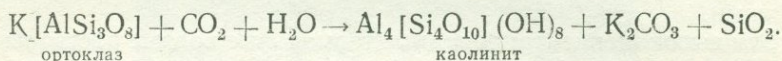
В результате физического выветривания происходит механическое разрушение пород и минералов — их дезинтеграция. Обло-

мочный материал либо остается на месте, либо переносится водными потоками. Новых минералов при этом не образуется, но в результате механического разрушения, переноса и отложения образуются р о с с ы п и — важный источник многих ценных минералов.

При химическом выветривании происходит химическое разложение минералов и образуются новые минералы, устойчивые в поверхностных условиях. Здесь, прежде всего, надо отметить так называемые остаточные образования.

При разложении горных пород, содержащих различные силикаты и алюмосиликаты, происходит вынос растворимых продуктов (соли калия, натрия, кальция, магния), а труднорастворимые продукты — глинозем и кремнезем — остаются на месте разрушения или испытывают незначительное перемещение.

В зависимости от некоторых условий (например, особенностей климата) глинозем может присутствовать либо в виде вторичных силикатов (например, каолинита), либо в виде гидратов окисей (например, бокситов). Образование каолинита идет по следующей схеме:



Бокситами называют остаточные образования коры выветривания, обогащенные гидроокислами алюминия. Образуются эти породы в условиях жаркого и умеренно влажного климата. Процессы образования каолинита и бокситов носят название соответственно каолинизации и бокситизации.

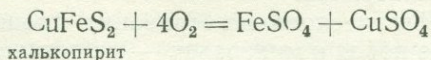
Помимо отложения указанных продуктов на месте разрушения (остаточные месторождения) они могут быть переотложены водными потоками (осадочные месторождения).

Большое значение имеют процессы выветривания в рудных месторождениях. Во вскрытых эрозией рудных жилах первичные (гидротермальные и др.) рудные минералы, в особенности сульфиды, легко разрушаются и переходят во вторичные, окисленные минералы — сульфаты, окислы, карбонаты и другие соединения.

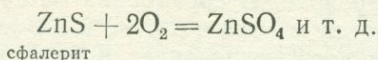
В результате образуются зоны окисления сульфидных месторождений, или зоны «железной шляпы». Такое название эти зоны получили благодаря бурым окислам железа, которые концентрируются в верхней окисленной части месторождения. Железные шляпы имеют большое поисковое значение, они указывают на наличие на некоторой глубине сульфидного месторождения.

Окисляющиеся сульфидные месторождения нередко имеют зональное строение (рис. 70). Согласно С. С. Смирнову, верхнюю часть занимает зона окисления, или зона «железной шляпы», которая в свою очередь подразделяется на верхнюю выщелоченную зону и нижнюю богатую окисленную зону.

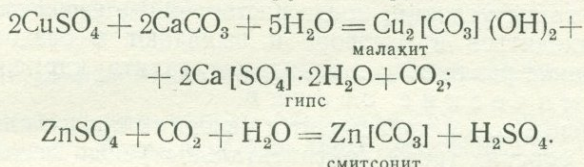
В самой верхней части зоны окисления, богатой кислородом, сульфиды окисляются в сульфаты, например:



или



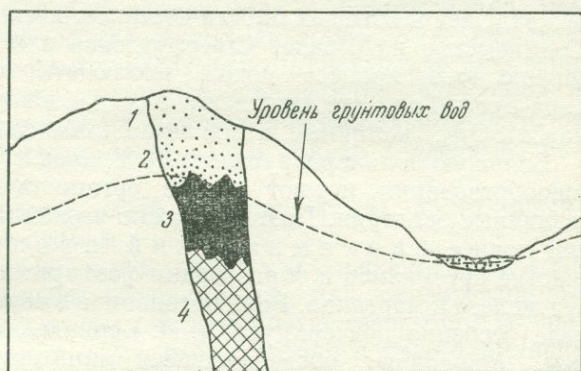
Сульфаты легко растворимы, они просачиваются в нижнюю часть зоны окисления, где образуются новые минералы — гипс, малахит, азурит, смитсонит, церуссит, хризоколл, опал и другие:



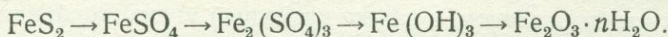
Главным минералом зоны окисления является лимонит, или бурый железняк $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Схема превращений соединений же-

Рис. 70. Схема расположения зон при окислении сульфидных месторождений:

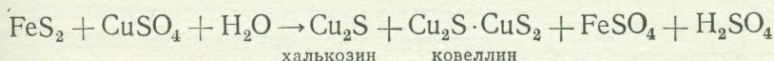
1 — выщелоченная зона, 2 — богатая окисленная зона, 3 — зона цементации (зона вторичного сульфидного обогащения), 4 — зона первичных (неокисленных) руд



леза в зоне окисления сульфидов, согласно С. С. Смирнову, может быть представлена в следующем виде:



Ниже уровня грунтовых вод следует зона цементации, или вторичного сульфидного обогащения, за которой находятся первичные неокисленные руды. В зоне цементации воды содержат сероводород и серную кислоту; в них отсутствует свободный кислород. Сульфаты металлов (главным образом меди) реагируют с первичными рудами, в результате чего образуются вторичные сульфиды:



В зоне цементации образуются руды меди, серебра, золота, свинца и цинка. Особенно большое значение эта зона имеет для медных месторождений, где иногда халькозин Cu_2S , ковеллин $\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{CuS}_2$ и борнит Cu_5FeS_4 образуют значительные скопления.

Осадочный процесс. Разрушенные в результате выветривания огромные массы горных пород и минералов перемещаются текучими

водами. При этом происходит сортировка материала и его отложение. Так образуются механические осадки, имеющие очень широкое распространение. К ним относится главная масса обломочных горных пород (гравий, пески, глины и т. д.).

Химическое осаждение минералов может происходить как из истинных, так и из коллоидных растворов. В озерах и морях возникали такие условия, когда растворенные вещества не могут больше находиться в растворе и выпадают в осадок. Такого происхождения различных солей: гипса, галита, карналлита и др. Это — химические осадки.

Накопление солей происходит в условиях сухого климата при испарении морских (реже континентальных) вод. Последовательность осаждения солей определяется их концентрацией, составом и температурой морской воды. О размахе этого процесса позволяет судить масштаб месторождений солей, суммарная мощность соляных залежей в которых иногда достигает нескольких сотен метров (Соликамское на Урале, Стассфуртское в ФРГ и ГДР). Очень хорошо этот процесс можно наблюдать на примере залива Кара-Богаз-Гол, где выпадают в осадок галит NaCl , глауберит $\text{Na}_2\text{Ca}[\text{SO}_4]_2$, калийные и магниевые соли.

Большую роль в разрушении минералов и горных пород и в их новообразовании играют живые организмы, главным образом различные бактерии. Поэтому можно выделить также и биогенный или точнее биохимический процесс. Установлено участие организмов в образовании фосфоритов, самородной серы, руд железа и марганца. Роль организмов в образовании минералов была особенно подчеркнута В. И. Вернадским и Я. В. Самойловым. Минералы, образовавшиеся при участии организмов, Я. В. Самойлов предложил называть биолитами. К биолитам можно отнести и породы, например, карбонатные (известняки, мел), которые образовались в результате скопления организмов с известковым скелетом, а также каменный уголь, торф и горючие сланцы.

Важную роль в образовании экзогенных минералов играют коллоидные растворы (от греческого слова «колла» — клей).

Размеры коллоидных частиц от 1 до 100 мкм, в то время как в истинных растворах величина частиц менее 1 мкм.

В коллоидах различают растворитель и растворенное вещество. Коллоидные растворы (золи) характеризуются преобладанием растворителя. Когда количество растворителя невелико, образуются студнеподобные массы (гели). Примерами гелей могут служить опал (гель кремнезема) и лимонит (гель гидроокислов железа). Осаждение коллоидов из растворов (коагуляция) происходит от смешения коллоидов различных зарядов, повышения температуры, изменения концентрации раствора и от других причин. Выпавшие из коллоидных растворов гели подвергаются старению, они теряют воду и могут со временем перейти в скрыто-

кристаллические агрегаты (например, за счет геля кремнезема образуются халцедон и кварц). Такие образования называются метакolloидами. В виде метакolloидов встречаются также окислы и гидроокислы железа и марганца, марказит, сфалерит и некоторые другие минералы.

Для глубинных эндогенных процессов коллоидное состояние вещества маловероятно.

Метаморфические процессы минералообразования

Осадочные горные породы благодаря движениям земной коры могут попасть в более глубокие зоны литосферы, где существуют иные термодинамические условия, чем на поверхности. При этом они будут испытывать изменения — метаморфизм, главными факторами которого являются температура и давление. Механизм метаморфических процессов заключается в обезвоживании, перекристаллизации и метасоматических явлениях. Так, известняк, подвергаясь метаморфизму, переходит в кристаллическую зернистую породу — мрамор, песчаник — в кварцит, глинистые породы — в филлиты и затем в кристаллические сланцы и гнейсы. Метаморфизму могут подвергаться не только осадочные, но и изверженные породы.

Выделяют гидротермальный (околожильный), контактовый и региональный метаморфизм.

Гидротермальный метаморфизм, который также иногда называют околожильным или околотрещинным, заключается в метасоматической переработке газовыми и водными растворами вмещающих пород вдоль трещин и гидротермальных жил. К этому виду метаморфизма могут быть отнесены протекающие в связи с жилобразованием процессы грейзенизации, турмалинизации, окварцевания, березитизации, хлоритизации, оталькования и др.

Контактовый метаморфизм проявляется на контакте двух пород, обычно изверженной и осадочной. Если магматический расплав, имеющий температуру около 1000° и богатый различными газами, под большим давлением внедряется в вышележащие породы, то, естественно, последние должны с ним реагировать, особенно если это химически активные породы, такие, например, как известняки.

Контактовый метаморфизм может происходить без существенного привноса новых веществ из магмы и с привносом их в контактовую зону. При контактовом метаморфизме практически без привноса веществ происходит только обжиг в контактовой зоне, частичная ассимиляция осадочного материала и его перекристаллизация. Так образуются, например, контактовые роговики.

Наиболее сильно явления контактового метаморфизма проявляются при внедрении интрузий в карбонатные породы. Алюмосиликатная (гранитная) магма и карбонатная порода (известняк)

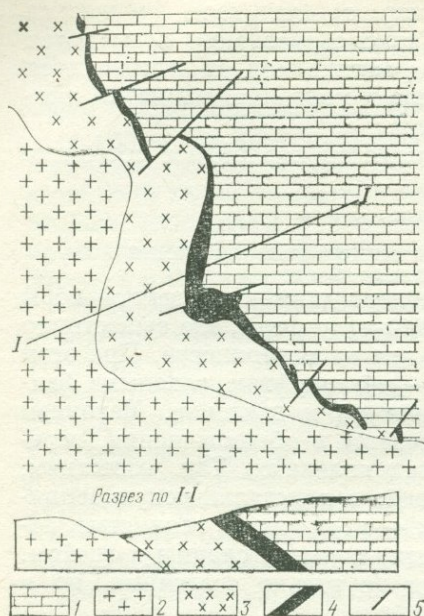


Рис. 71. План и разрез (I—I) участка шеелитоносных скарнов. Средняя Азия:

1 — мраморизованный известняк; 2 — биотитовый гранит; 3 — лейкократовый (светлый) гранит; 4 — скарны; 5 — тектонические нарушения

реагируют между собой, в результате чего образуется комплекс новых минералов, характерных исключительно для контактовой зоны этих пород. В качестве примера таких минералов можно назвать волластонит $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$ и гроссуляр $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$. Кальций в них заимствуется из карбонатной породы, а глинозем и кремнезем — из алюмосиликатной магмы и ее эманаций.

Реакции между алюмосиликатной и карбонатной породами происходят особенно интенсивно,

когда в контактовую зону попадают послемагматические растворы, нередко привносящие новые вещества. По своей природе эти растворы являются гидротермальными. Они используют зоны контакта разнородных пород как места наиболее ослабленные и, следовательно, удобные для проникновения.

Послемагматические растворы могут привносить железо, марганец, вольфрам, молибден, свинец, цинк, кремнекислоту, щелочи и другие вещества. При посредстве этих растворов происходит диффузионный обмен различными компонентами между контактирующими средами. Так, кальциевые соединения диффундируют из карбонатной породы к граниту, в обратном направлении происходит диффузия соединения кремния и алюминия.

Реакционный обмен компонентами и присутствие новых веществ, привнесенных растворами, ведут к тому, что в контактовой зоне образуются своеобразные породы — скарны (рис. 71).

Скарны — это метасоматические породы, образовавшиеся в контакте гранитоидных интрузий с карбонатными породами при обязательном участии послемагматических растворов. Таким образом, скарны образуются в результате взаимодействия трех сред: двух различных по составу вмещающих пород и послемагматических растворов. Послемагматические (гидротермальные) растворы вызывают явления метасоматоза, которые в скарнах развиты очень сильно, поэтому скарновый процесс называют также контакто-метасоматическим.

Характерными минералами скарнов являются пироксены (диопсид, геденберgit), гранаты (гроссуляр, андрадит) и другие

более сложные силикаты, содержащие кальций; из рудных минералов — шеелит, молибденит, магнетит, халькопирит, галенит и сфалерит.

В строении скарнов наблюдается зональность в распределении минералов от гранитоида к известнякам, что обусловлено разной диффузионной подвижностью компонентов. Так, соединения кальция, кремния и алюминия менее подвижны, чем соединения щелочных элементов, магния и железа.

Обычно различают известковые и известково-магнезиальные скарны; первые связаны с контактами известняков, вторые — с контактами доломитов. Ассоциации минералов в них различны: в известковых скарнах развиты кальциевые силикаты, в известково-магнезиальных — силикаты магния.

В разработке теории скарнообразования большую роль сыграли работы Д. С. Коржинского, П. П. Пилипенко, Н. А. Смольянинова, В. А. Жарикова и других ученых.

Региональный метаморфизм протекает на больших глубинах и захватывает огромные площади.

При региональном метаморфизме, например в результате перекристаллизации при одностороннем давлении, могут образоваться минералы, которые в других условиях не возникают. Типичные минералы регионального метаморфизма — слюды, гранат, дистен, андалузит и др. Они являются порообразующими для широко распространенных метаморфических горных пород — кристаллических сланцев и гнейсов.

В процессе регионального метаморфизма иногда возникают крупные месторождения железных руд, например, в виде железистых кварцитов (Кривой Рог, Курская магнитная аномалия).

С региональным метаморфизмом связывают также образование так называемых сухих трещин. Эти жильные тела, развитые в метаморфических породах, образуются благодаря тектоническим напряжениям в местах разрыва. Минеральный состав их мало отличается от состава вмещающих пород. В таких жилах благодаря свободному росту в открытой трещине минералы образуют крупные кристаллы и друзы. Возможно, что в образовании их принимали участие и низкотемпературные гидротермальные растворы.

Подобные жилы впервые были встречены и описаны в Альпах и поэтому получили название жил альпийского типа. Многие из них являются источниками горного хрусталя (пьезокварца), лунного камня (адуляра) и других минералов.

Контрольные вопросы

1. Какие процессы минералообразования относятся к эндогенным и какие к экзогенным?
2. Что такое пегматиты? Какие минералы слагают их?
3. Какие полезные ископаемые встречаются в пегматитовых жилах?
4. Что такое письменный гранит?

5. Объясните происхождение пегматитов по теории А. Е. Ферсмана и А. Н. Заварицкого.
6. Как Вы понимаете пневматолитовый процесс?
7. Какие минералы являются продуктами вулканической деятельности?
8. Что такое грейзен? Какие промышленно важные минералы встречаются в грейзенах?
9. Что такое гидротермы? Назовите причины движения гидротермальных растворов и отложения минералов.
10. Как разделяются по температуре продукты гидротермальной деятельности?
11. Назовите полезные ископаемые, характерные для гидротермального процесса.
12. Что такое метасоматоз?
13. Охарактеризуйте процессы выветривания.
14. Что такое зона «железной шляпы»?
15. Расскажите о зональности в окисляющихся сульфидных месторождениях. Назовите минералы характерные для зоны окисления и зоны цементации?
16. Как Вы представляете себе осадочный процесс?
17. Назовите минералы, являющиеся химическими морскими и озерными осадками.
18. Что такое метаморфизм?
19. Как подразделяются метаморфические процессы?
20. Что такое скарны? Назовите минералы скарнов.
21. Как образуются скарны?
22. Какие минералы характерны для процесса регионального метаморфизма?

ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ, ГЕНЕРАЦИИ И ПАРАГЕНЕЗИС МИНЕРАЛОВ

Признаки, по которым с известным приближением можно установить состав, температуру образования или происхождение минералов, носят название **т и п о м о р ф н ы х**.

Минералы образуются в природе при определенных физико-химических условиях среды. Изменение этих условий, например состава среды, приводит до известной степени к изменению состава минералов, что отражается на их цвете. Это можно наблюдать на примере цинковой обманки. Наблюдения показывают, что более высокотемпературные цинковые обманки содержат железо и имеют черный цвет. Обычная цинковая обманка имеет коричневый цвет, а бесцветные или светло-желтые ее разновидности (безжелезистые, иногда с кадмием) являются низкотемпературными. Таким образом, по цвету цинковой обманки можно судить не только о ее составе (например, содержании железа), но приближенно и о температуре ее образования.

Другим примером того, как зависит цвет минерала от его состава, а следовательно, и от условий образования, могут служить гранаты. Гроссуляр (известково-глиноземистый гранат зеленого цвета) характерен для контактов с известняками, альмандин (железисто-глиноземистый гранат красного цвета) обычен для кристаллических сланцев и гнейсов, уваровит (изумрудно-зеленый хромовый гранат) встречается исключительно с хромистым железняком среди ультраосновных пород.

Минералы, обладающие типоморфными признаками, называются типоморфными минералами. Следовательно, цинковая обманка и гранаты — типоморфные минералы.

Четким типоморфным минералом является и турмалин. Наиболее распространенной разновидностью его является черный железосодержащий турмалин — шерл. Он распространен во многих пегматитовых жилах, в том числе и в мусковитовых пегматитах. Сравнительно редкие разновидности турмалина розовые (рубеллит) или полихромные (разноцветные) характеризуют редкометальные пегматиты, содержащие минералы лития, цезия, тантала, ниобия. Таким образом, находки розовых и полихромных турмалинов указывают на возможность присутствия редких металлов.

Типоморфным признаком может быть и облик минералов. Так, кристаллы касситерита из пегматитовых жил обычно имеют дипирамидальный вид, в то время как касситерит из гидротермальных жил обычно призматический (рис. 72).

Каждый минерал образуется в определенном температурном интервале. Иногда этот интервал составляет сотни градусов, в других случаях температура образования более или менее определена. Это позволяет условно градуировать процессы минералообразования. Так, например, низкотемпературный кварц (β -кварц) образуется при температуре ниже 575°C . Следовательно, и другие минералы, образовавшиеся одновременно с ним или после него, также имеют температуру образования ниже 575°C . Минералы, по которым примерно можно судить о температуре их образования, называются минералами-термометрами.

По взаимоотношениям минералов между собой, т. е. по пересечению одних минералов другими, в ряде случаев удается установить порядок их выделения. Нередко один и тот же минерал выделяется несколько раз в процессе минералообразования, т. е. имеет несколько генераций. Например, на рис. 73 показаны две генерации кварца, причем с первой генерацией связан пирит, а со второй — сфалерит.

На рис. 74 видны взаимоотношения жил, содержащих молибдошеелит, молибденит и шеелит. По взаимным пересечениям этих жил мы можем судить о последовательности их образования.

Минералы различных генераций нередко отличаются друг от друга по химическому составу и внешним признакам — цвету,

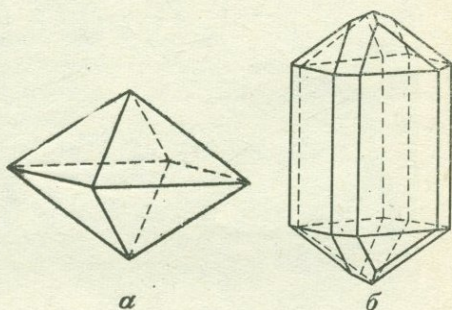


Рис. 72. Кристаллы касситерита:
— из пегматитовых и пневматолитовых месторождений, б — из гидротермальных месторождений

величине зерна, огранке и т. д. Так, кварц более ранних генераций часто имеет серый цвет, а более поздних — белый, причем нередко имеет ясную огранку и бывает прозрачным (горный хрусталь).

В результате детального минералогического изучения на месторождениях обычно выявляется несколько генераций кварца, сульфидов и других минералов. Такое изучение позволяет выявить



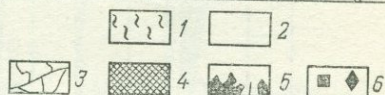
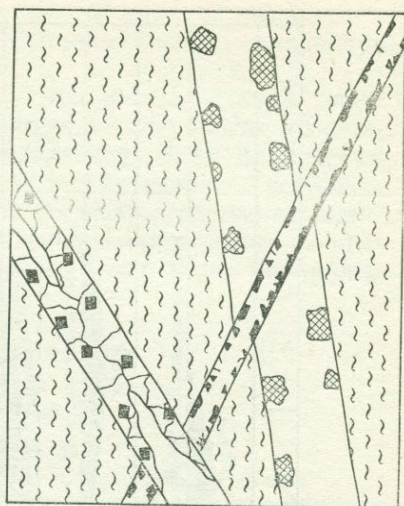
Рис. 73. Две генерации кварца. Тызылское месторождение, Кавказ:

1 — кварц первой генерации; 2 — кварц второй генерации

генерацию, наиболее промышленно ценную для данного минерала, что имеет большое значение для поисковых и разведочных работ. Порядок выделения минералов и их генерации для того или иного месторождения или рудного поля отображают на специальных схемах или диаграммах. На них же, по возможности, показывают и типоморфные признаки этих минералов. На рис. 75 показаны порядок выделения и типоморфные признаки некоторых минералов пегматитовых жил одного из районов Средней Азии. На диаграмме намечаются закономерные ассоциации минералов. Например, видно, что минерал сподумен встречается совместно с полихром-

Рис. 74. Взаимоотношение жил в биотитовом роговике. Масштаб 1 : 3. Тырнаузское месторождение, Северный Кавказ (по О. В. Кононову):

1 — биотитовый роговик; 2 — кварц; 3 — плагиоклаз; 4 — молибдошеелит; 5 — молибденит; 6 — шеелит



ными турмалинами, пластинчатым альбитом (клевеландитом), лепидолитом и не встречается с биотитом. Такие ассоциации в минералогии получили название парагенетических.

Парагенезис — совместное образование минералов в природных процессах. Парагенетические ассоциации минералов — это группы минералов, образовавшиеся благодаря одному и тому же процессу. Так, если мы имеем штуф, содержащий лимонит, малахит, хризоколлу, кварц, пирит и халькопирит, то мы можем сказать, что имеем две парагенетические ассоциации минералов: более раннюю, очевидно, гидротермальную (пирит, халькопирит, кварц) и более позднюю, гипергенную (малахит, хризоколлу, лимонит). Учение о парагенетических ассоциациях минералов имеет чрезвычайно важное значение в минералогии, петрографии и науке о полезных ископаемых.

Знание парагенезиса минералов помогает вести поисковые работы. Например, хромовые руды ищут только среди участков распространения ультраосновных пород, а руды олова и вольфрама — среди кислых. Найдя в контакте гранитов с известняками пироксеновые и гранатовые породы (скарны), необходимо внимательно посмотреть, нет ли в них обычных для подобных пород шеелита или других рудных минералов.

Принято выделять парагенетические ассоциации минералов по главным типам генезиса. Так, выделяют ассоциации минералов магматического происхождения (для кислых, основных и щелочных пород), пегматитов (кислых и щелочных), скарнов, продуктов гидротермальной деятельности высоких, средних и низких температур. Известно, например, что для последних характерны киноварь, антимонит, барит, кальцит, флюорит, халцедон. Киноварь и антимонит в ассоциациях другого генезиса встречаются значительно реже. Широко известна тесная ассоциация свинцовых, цинковых, серебряных и медных руд, откуда они получили название полиметаллических.

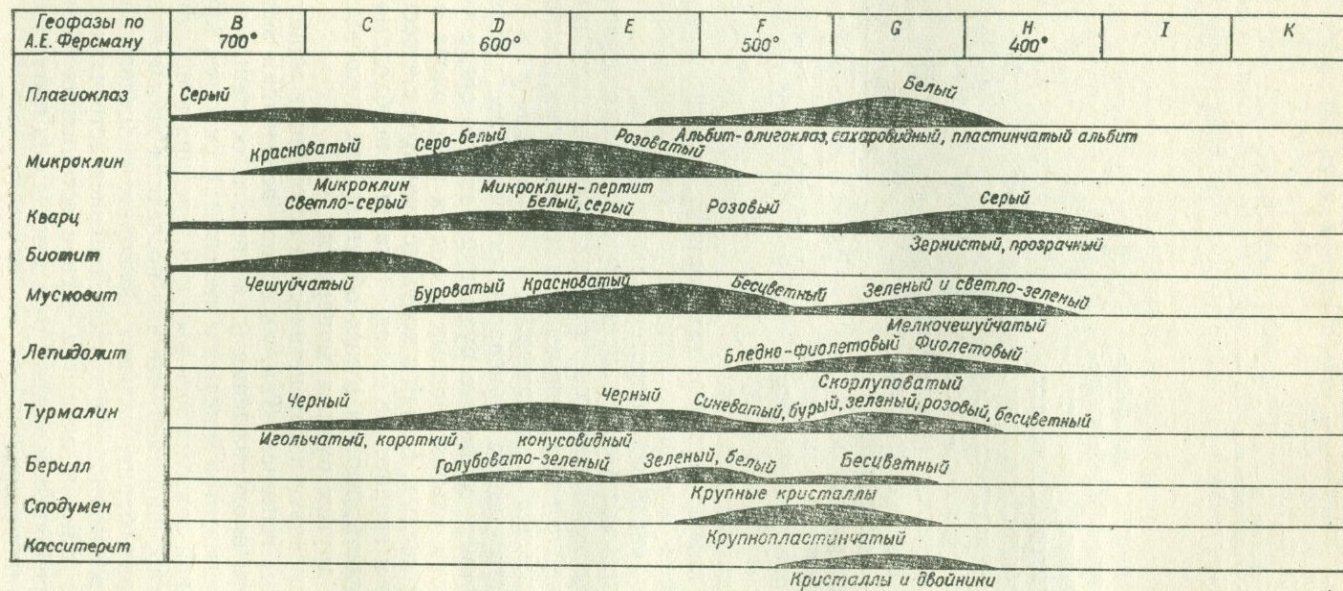


Рис. 75. Порядок выделения и типоморфные признаки некоторых минералов одного из пегматитовых полей в Средней Азии

Выделяются также ассоциации минералов морских химических осадков, продуктов выветривания, возгонов вулканов, минералов лав и т. д.

Большое внимание парагенезису минералов уделял акад. В. И. Вернадский. До его работ эта область минералогии в значительной мере носила описательный характер. В. И. Вернадский в своих трудах дал ряд обобщений по происхождению и условиям существования минералов. Он по праву считается основоположником единственно правильного, генетического направления в минералогии. Различные парагенетические ассоциации минералов приведены в прилож. 5.

Контрольные вопросы

1. Какие признаки минералов называются типоморфными?
2. Приведите примеры типоморфных минералов.
3. Что называется генерацией минералов?
4. Дайте определение парагенезиса минералов.
5. Приведите примеры парагенетических ассоциаций минералов.
6. В чем заключается практическое значение знаний о парагенетических ассоциациях минералов?

МЕТОДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объектами минералогических (и петрографических) исследований являются минералы и минеральные ассоциации в горных породах и рудах.

Цель минералогических исследований состоит:

- 1) в диагностике (определении) минералов и минеральных разновидностей,
- 2) в определении химического состава минералов, включая и элементы-примеси, находящиеся нередко в ничтожных количествах (до $1 \cdot 10^{-6}$ — $1 \cdot 10^{-7}$ %),
- 3) в изучении кристаллической структуры минералов,
- 4) в изучении условий образования минералов,
- 5) в расширении практического использования минералов и руд.

Диагностика минералов основана на определении их кристаллической структуры и химического состава или косвенно на изучении связанных с ними морфологии и физических констант. Для определения минералов сначала проводится изучение внешних (макроскопических) признаков и физических свойств (морфология кристаллов и их сростаний, строение граней кристаллов и поверхностей скола, блеск, цвет, твердость, характер спайности, прозрачность, магнитность и т. д.). В некоторых случаях даже предварительная диагностика требует применения простейших химических испытаний, микрохимических капельных реакций, реакций в порошках.

Для определения редких, труднодиагностируемых минералов, например, порошковатых или встречающихся в виде мельчайших зерен, используются специальные методы и современная аппара-

тура. Конкретный выбор того или иного метода зависит от характера исследуемого объекта (кристаллы, мелкозернистые агрегаты, сыпучий материал, скрытокристаллические массы и т. п.) и целей исследования.

Для диагностики минералов обычно используют несколько методов. Среди них чаще всего применяются:

- кристаллооптические методы, основанные на оптических свойствах кристаллов, о чем было сказано на с. 80; эти методы чрезвычайно важны, они состоят в определении оптических свойств минералов с помощью поляризационного микроскопа (см. с. 247) в проходящем или отраженном свете, в прозрачных шлифах, полированных аншлифах и иммерсионных препаратах;

- рентгенодифракционные методы, включающие определение межплоскостных расстояний и параметров элементарной ячейки;

- реже, в специальных случаях, используются рентгеноспектральный микроанализ, электронная микроскопия, термический анализ, кристаллографический анализ (гонометрия), инфракрасная спектроскопия, люминесцентный анализ и другие специальные методы.

Химический состав минералов, включая элементы-примеси, изучают с помощью следующих методов:

- химический анализ, частичный или полный,
- эмиссионный спектральный анализ,
- пламенная фотометрия,
- атомно-абсорбционный анализ,
- рентгено-флюоресцентный анализ,
- рентгеноспектральный анализ,
- радиоактивационный анализ,
- люминесцентный анализ,
- радиометрические методы,
- масс-спектропия.

Для изучения химического состава микроскопических объектов применяются рентгеноспектральные микроанализаторы и лазерные микроспектральные (эмиссионные) анализаторы.

Содержание элементов в известных минералах переменного состава определяется также косвенными методами — путем измерения физических констант, связанных с содержанием элементов функциональной зависимостью. С этой целью измеряются оптические константы, определяется плотность, твердость, спектры поглощения и отражения света.

Кристаллическая структура минералов определяется в результате рентгеноструктурного анализа, основанного на расшифровке картины дифракции рентгеновых лучей в кристаллической решетке.

Для изучения структуры минералов используются также и другие сложные методы.

Изучение условий образования минералов состоит в определении таких особенностей морфологии, внутреннего строения, хими-

ческого состава, кристаллической структуры и физических свойств, которые отражают физико-химические параметры природного минералообразования. Эти характерные для какого-либо процесса особенности или признаки минералов являются типоморфными. Кроме типоморфных признаков для определения условий образования минералов чрезвычайно важно знание парагенетических ассоциаций (приложение 5).

Большая генетическая информация содержится в многочисленных включениях, которые были захвачены минералами в процессе их роста. Изучение включений растворов, из которых происходила кристаллизация, проводится методами микроскопической термобарометрии и позволяет определять температуру, давление и химизм процессов минералообразования.

Интересные данные об условиях образования, источнике вещества и возрасте минералов могут быть получены при изучении изотопов H, C, O, S, K, Sr, Pb, U, Th и других элементов методами масс-спектро스코пии.

И, наконец, для определения условий образования минералов очень важно экспериментальное моделирование процессов.

Практическое применение минералов состоит в следующем.

1. В изучении химического состава минералов и руд месторождений с целью их наиболее полного (комплексного) использования. Для этого в рудах выявляются все главные и второстепенные полезные минералы и элементы-примеси, а также минералы, затрудняющие процессы обогащения или последующей химической или металлургической обработки руд. Необходимо стараться найти возможности использования всех минералов. При изучении руд определяются их текстурно-структурные особенности, включая размеры, морфологию и характер срастания минералов, поскольку по этим данным в первую очередь определяется степень дробления руд и выбор технологической схемы их обогащения. В задачи минералогического изучения месторождения входит проведение технолого-минералогического картирования для определения характера распределения различных типов руд и прогнозирования их обогатимости.

2. В расширении числа минералов, которые могут найти практическое применение благодаря выявлению в них ценных элементов-примесей, ценных физических (например, оптических) или физико-химических (например, адсорбционных) свойств.

3. В улучшении физических или физико-химических свойств минералов путем целенаправленного химического, термического, радиационного воздействия (например, для улучшения качества оптических минералов, драгоценных камней).

4. В изменении физических свойств минералов, которые используются в процессах обогащения (например, обжиг в восстановительной среде железных руд для улучшения магнитной сепарации, термообработка сподуменовых руд перед флотацией).

5. В использовании типоморфных признаков минералов в качестве поисковых минералогических критериев оценки перспективности скрытого оруднения.

Обычные методы макроскопической диагностики минералов основаны на различиях их морфологии и физических свойств (цвета, блеска, твердости и т. д.). Они понятны из рассмотрения этих свойств и морфологии в соответствующих главах учебника. На них основано определение минералов по внешним признакам и простейшим химическим реакциям (приложение 6). В приложении 2 охарактеризован широко применяемый минералогами шлиховой метод, заключающийся в качественном и

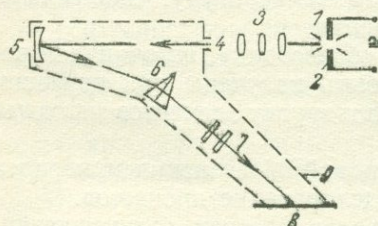


Рис. 16. Упрощенная принципиальная схема спектрографа ИСП-28:

1 — дуга постоянного или переменного тока;
2 — электрод, в который помещается навеска образца; 3 — трехлинзовая система, фокусирующая изображение источника света на входной щели прибора; 4 — входная щель; 5 — сферическое зеркало коллиматора; 6 — кварцевая призма; 7 — двухлинзовый объектив; 8 — кассета с фотопластинкой; 9 — корпус прибора

количественном изучении минералов в шлихе. Шлих — тяжелая фракция, остаток от промывки рыхлого материала.

Ниже приводится краткая характеристика некоторых важнейших специальных методов исследования минералов.

1. Химический метод требует значительного количества минералов (от 0,5 до 5 г), выделение которых в чистом виде не всегда просто, так как обычно они имеют неоднородное строение, зональны, содержат мелкие включения других минералов и т. д. При высокой точности и большой чувствительности на ряд элементов (до $10^{-7}\%$) он сравнительно трудоемок и дорог. Поэтому в последнее время стремятся использовать микроскопические аналитические методики.

2. Эмиссионный спектральный анализ производится для качественного и отчасти количественного определения состава минералов. Это экспрессный и дешевый метод, для которого достаточны очень небольшие количества вещества (около 0,1 г). Чувствительность спектрального анализа для большинства элементов 10^{-3} — $10^{-5}\%$. Спектральный анализ проводится путем сжигания пробы минерала в электрической дуге постоянного или переменного тока — электрической высоковольтной искре. При испарении пробы происходит возбуждение атомов с последующим излучением. Последнее при помощи спектрографа разлагается в спектр, который регистрируется на фотопластинках или с помощью фотоэлектронных умножителей.

Расшифровка элементного состава спектрограмм проводится с помощью специальных таблиц на спектропроекторе. Схема спектрографа с кварцевыми призмами типа ИСП-28 и ИСП-30

(рабочий диапазон длин волн 2000—6000 Å) приведена на рис. 76. Приборы с дифракционными решетками ДФС-8, ДФС-13 используются чаще для определения редких земель и других редких элементов.

Для изучения минералов размером до 50—100 мкм применяются спектральные искровые установки или установки локального спектрального анализа с лазерным возбуждением пробы.

3. Пламенная фотометрия представляет собой один из видов эмиссионного спектрального анализа. Источником возбуждения служит пламя горелки, работающей на каком-либо горючем газе (ацетилен, пропан и др.). Это быстрый и сравнительно простой метод определения ряда элементов с точностью 2—4%, иногда 0,5—1%. Обычно применяется для определения щелочных и щелочноземельных элементов. Испытуемый образец переводится в раствор, который при помощи распылителя вводится в пламя горелки. Возникающее в пламени излучение с помощью спектрографа разлагается в спектр и, попадая через фильтры на фотоэлемент или фотоумножитель, вызывает фототок, который усиливается и измеряется или регистрируется самописцем (рис. 77).

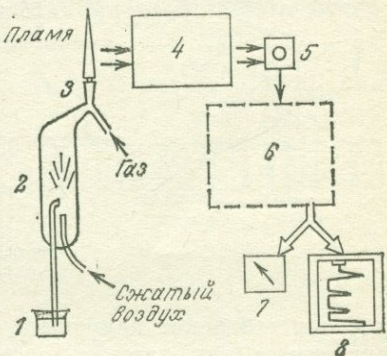


Рис. 77. Упрощенная принципиальная схема пламенного фотометра: 1 — сосуд с анализируемым раствором; 2 — распылитель; 3 — горелка; 4 — селектор (монокроматор или светофильтры); 5 — фотоэлемент или фотоумножитель; 6 — усилитель; 7 — измерительный прибор; 8 — самописец

Интенсивность фототока пропорциональна концентрации определяемого элемента.

4. Атомно-абсорбционный анализ в основе близок методу пламенной фотометрии, но определения ведутся путем измерения поглощения излучения стандартного источника (для каждого элемента своя лампа с характеристическим спектром), возбужденного атомами исследуемого элемента.

Атомно-абсорбционный анализ позволяет определять щелочные и щелочноземельные элементы Sb, Bi, Pt, Ag, Sn, Co, Ni, Pb, Zn, Cd, Hg, Mo, Se, Te, а также некоторые другие.

Образец переводится в раствор, который в виде аэрозоля вводится в пламя горелки, стоящей на пути лучей стандартного источника. Поглощение излучения регистрируется фотоумножителем, усиливается и измеряется или регистрируется (рис. 78). Величина поглощения излучения пропорциональна концентрации определяемого элемента.

5. Рентгеноспектральный анализ позволяет определять содержания элементов при содержании их в исследуемом объекте в среднем не меньшем, чем сотые доли процента.

Современные многоканальные приборы для рентгеноспектрального анализа — автоматизированные, высокопроизводительные приборы.

Образец в виде таблетки или полированного шлифа помещается в вакуумную объектную камеры прибора и подвергается облучению рентгеновыми лучами. Под их воздействием возникает вторич-

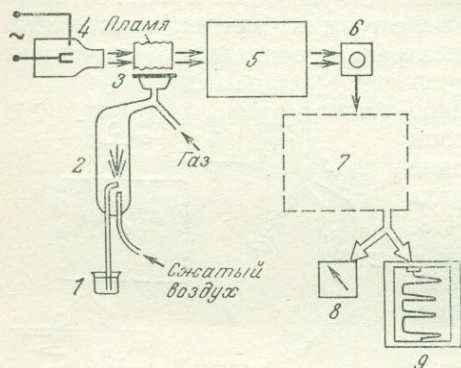


Рис. 78. Упрощенная принципиальная схема атомного адсорбционного спектрометра:

1 — сосуд с анализируемым раствором; 2 — распылитель; 3 — горелка; 4 — стандартный источник света (лампа с полым катодом); 5 — монохроматор; 6 — фотоумножитель; 7 — усилитель; 8 — измерительный прибор; 9 — самописец

ное рентгеновское излучение, спектр которого является характеристичным для каждого элемента. После разложения спектров интенсивность спектральных линий соответствующих элементов измеряется и регистрируется электронными самописцами и цифропечатающими приборами (рис. 79).

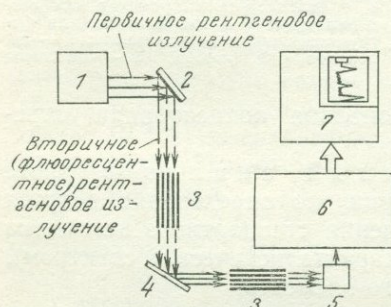


Рис. 79. Упрощенная принципиальная схема установки для рентгеноспектрального анализа:

1 — источник излучения (рентгеновская трубка); 2 — образец; 3 — коллиматоры, обеспечивающие параллельность лучей в пучке; 4 — монокристалл; 5 — детектор; 6 — усилитель; 7 — блок регистрации (счетчики, печатающее устройство, самописец)

6. Рентгеноспектральный микроанализ в своей основе аналогичен рентгеноспектральному методу, но проводится с помощью специального прибора — рентгеноспектрального микроанализатора; интересующие зерна минерала выбираются с помощью микроскопа. Электроннооптическая система прибора позволяет создать сфокусированный на образце электронный пучок диаметром около 1 мкм.

7. Радиометрические методы — измерение количества радиоактивных элементов по интенсивностям α , β , и γ излучения. Измерения проводятся при помощи α -, β -, γ -счетчиков, многоканальных анализаторов и других приборов.

8. Радиоактивационный анализ основан на ядерных реакциях элементарных частиц с элементами, входящими в состав анализируемого вещества. Обладает очень высокой чувствительностью определения (до $10^{-8}\%$).

Изучаемые образцы помещают в канал ядерного реактора для облучения. Концентрацию элементов в объекте определяют, измеряя активность образцов при помощи счетчиков на специальных спектрометрах с многоканальными анализаторами импульсов.

9. Рентгеноструктурные методы изучения минералов основаны на явлении дифракции рентгеновых лучей,

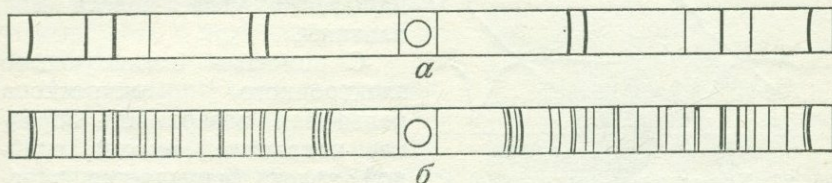


Рис. 80. Дебаеграммы:

а — алмаза, б — графита

длина которых соизмерима с межатомными расстояниями (от 0,1 до 10,0 Å). Прямое определение кристаллической структуры на основе анализа дифракционной картины рентгеновых лучей очень трудоемкий процесс. В последние годы стали использоваться автоматические приборы, резко увеличившие производительность метода.

Обычно в практике минералогии используется метод порошка, позволяющий получать дифракционные изображения в виде дебаеграмм (по имени ученого Дебая), или порошкограмм. При работе этим методом образец порошка, укрепленный на стеклянной нити, или в коллоидеовой трубочке, или закатанный в резиновый шарик помещается в цилиндрическую камеру, в которой вдоль стенки расположена фотопленка. На ней происходит регистрация рентгеновых лучей после дифракции. После проявления дебаеграмма (рис. 80) расшифровывается, в результате чего определяются межплоскостные расстояния, параметры элементарной ячейки.

С помощью специального прибора рентгеновского дифрактометра регистрация дифрагмированных рентгеновых лучей производится фотоумножителем и записывается на ленте самописца в виде дифрактограмм.

10. Электронная микроскопия позволяет с помощью электронного микроскопа изучать сверхтонкие особенности морфологии мельчайших частиц минералов, поверхности граней и сколов, исследовать внутреннее строение и проводить электронно-графическое изучение структуры ряда минералов. Благодаря большому увеличению (в 10^4 — 10^5 раз и более) удается изучить

строение тонкодисперсных скрытокристаллических и аморфных агрегатов минералов (глины и другие слоистые силикаты, гидрокислы железа, марганца, алюминия и пр.). Обычно тонкодисперсный материал в виде эмульсии наносится на коллодиевую подложку и после просыхания помещается в вакуумную камеру под пучок электронов, которые частично или полностью поглощаются на минерале. Тень проецируется на люминесцирующий экран микроскопа. В других случаях наблюдается не сам минерал, а его

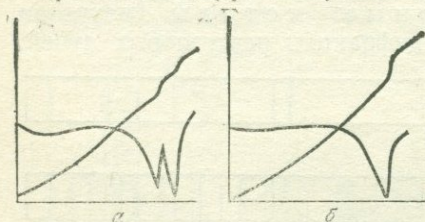


Рис. 81. Термограммы доломита (а) и кальцита (б)

отпечаток на коллодиевой пленке, которая оттеняется путем напыления угля, золота или платины.

С помощью сканирующего электронного микроскопа рельефная поверхность образца, покрытого тонкой пленкой золота (напыляется в вакууме) изображается на телевизионном экране.

11. Термический метод позволяет изучать изменения, происходящие в минералах при нагревании. Образец помещается в специальную печь, температура которой постепенно повышается. При помощи термопар фиксируются изменения температуры и процессы поглощения и выделения тепла исследуемым объектом.

В результате термического анализа получают кривые нагревания, которые характеризуют вещество и указывают на происходящие в нем изменения. На рис. 81 приведены кривые нагревания кальцита (справа) и доломита — они могут быть использованы для диагностики этих минералов.

Термическим методом широко пользуются для изучения силикатов слоистой структуры (например минералов глин), гидрокислов, карбонатов, бокситов, некоторых железных руд и других минералов и пород.

12. Инфракрасная спектроскопия основана на изучении спектров поглощения инфракрасного света минералами. Измерение инфракрасных спектров (ИК-спектров) происходит на ИК-спектрометрах. Интенсивность и положение полос поглощения в ИК-спектрах связаны со структурой и химическим составом минералов. Метод ИК-спектроскопии является методом структурного анализа минералов, содержащих воду, гидроксильные группы, анионные комплексы. Может использоваться для диагностики минералов.

13. Люминесцентный анализ основан на способности светиться под воздействием ультрафиолетового, катодного, рентгеновского и радиоактивного излучения или при нагревании. Цвет и интенсивность люминесцентного свечения зависят от особенностей структуры минералов, химического состава и,

особенно, от содержания элементов-примесей, которые являются активаторами свечения (люминофорами).

Люминесцентный анализ минералов применяется при их диагностике и определении состава минералов и содержания элементов-примесей. Люминесцентные свойства минералов используются также в качестве типоморфных признаков.

Визуальная оценка цвета и яркости свечения позволяет быстро и с достаточной надежностью определять такие минералы, как алмаз, шеелит, флюорит, циркон, монацит, урановые слюдки, апатит и другие даже в мельчайших зернах (например, в шлихах) и в шлифах с помощью люминесцентного микроскопа.

Определение состава и содержания элементов-примесей (Mn, Mo, Cr, TR, U и др.) в минералах проводится путем измерения спектров люминесценции с помощью спектрографов (фотографическая регистрация) или спектрофотометров (регистрация на самописце).

Термолюминесценция — свечение при равномерном нагревании регистрируется на самописце в виде кривых термовысвечивания.

14. Термобарометрический анализ заключается в определении среды минералообразования и температуры образования минералов. Определение основано на изучении газожидких включений в минералах, которое проводится в специальных термокамерах.

Наблюдение за включениями при нагревании препарата позволяет определить температуру гомогенизации вещества в них, которая соответствует температуре образования минералов. Включения могут быть однофазными, двухфазными и многофазными. Состав фаз: газовая, жидкая, твердая (рис. 82). В составе твердых фаз могут быть кристаллы солей (галит, сильвин), выделения рудных минералов и силикаты. В ряде случаев по характеру изменения фаз при нагревании можно оценить и давление, развиваемое во включениях к моменту гомогенизации. С помощью термобарометрического метода определяют температуру и давление, при которых образуются минералы в магматическом и постмагматическом процессах. Методика такого анализа в СССР разработана проф. Н. П. Ермаковым. Поскольку помимо определения температуры и давления может быть определен и химический состав включений, Н. П. Ермаков называет этот метод термобарогеохимическим.

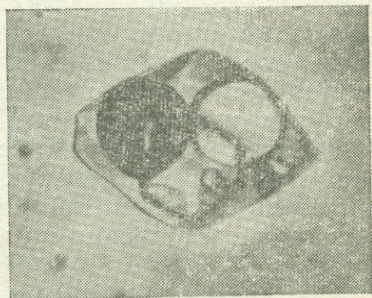


Рис. 82. Газово-жидкое включение в кварце скарнового шеелитового месторождения Чорух-Дайрон в Средней Азии. Увел. $\times 1000$. Темное — газовая фаза, светлое — твердая фаза

15. М а с с - с п е к т р о м е т р и я — метод для измерения относительного содержания изотопов химических элементов с помощью масс-спектрометров. Изучение изотопов химических элементов в природных объектах важно для определения абсолютного возраста горных пород и решения ряда других геологических задач.

Говоря о методах изучения минералов и горных пород, следует отметить важное значение экспериментальных исследований. Моделирование природных процессов представляет большие трудности, так как требует сложной специальной аппаратуры, необходимой для создания высоких температур и давлений, однако ответ на многие вопросы минералогии и петрологии может дать только эксперимент. Следовательно, роль эксперимента в геохимических науках исключительно велика, а важность и необходимость развития экспериментальных геохимических работ совершенно очевидна. И наконец, минералоги и петрографы должны владеть методами математической статистики с тем, чтобы уметь правильно оценить и сделать соответствующие выводы из большого числа аналитических данных разного рода.

К о н т р о л ь н ы е в о п р о с ы

1. Какие цели могут быть при минералогических исследованиях?
2. Какие существуют методы изучения минералов?
3. Какие методы применяются для изучения состава и элементов-примесей в минералах?
4. В чем сущность эмиссионного спектрального анализа?
5. Для чего применяется термический анализ?
6. Для чего служат масс-спектрометры?
7. Какие сведения можно получить в результате рентгеноструктурного анализа?
8. Для чего нужен термобарометрический метод?
9. В чем заключается люминесцентный метод?

ОПИСАТЕЛЬНАЯ ЧАСТЬ

КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ

Классифицировать минералы можно по ряду признаков. Можно выделять минералы по ведущему или характерному элементу, рассматривая, например, минералы, содержащие медь, свинец, вольфрам, бериллий и т. д. Существуют генетические классификации, в которых выделяются минералы по их происхождению, например, минералы магматические, пегматитовые, скарновые и т. д. Возможно разделение минералов по кристаллографическому признаку, т. е. отнесение их к той или иной сингонии. Все эти классификации неудовлетворительны по ряду причин, но могут быть использованы как дополнительный справочный материал.

Наиболее распространенной является химическая классификация минералов. По основу выделения групп в этой классификации положен химический принцип. Однако понимание многочисленных свойств минералов и вопросов их генезиса невозможно без строгой увязки химического состава минералов с пространственным расположением атомов, ионов, молекул в кристаллической структуре. Поэтому классифицировать минералы нужно по химическому принципу (по типам химических соединений, по характеру химической связи) с обязательным учетом структурных особенностей минералов.

Мы будем пользоваться, как это в настоящее время принято в минералогии, классификацией, основанной на химических и кристаллохимических (структурных) признаках.

По характеру связи между атомами можно выделить следующие типы химических соединений в минералах.

I тип. *Свободные атомы элементов*. Сюда относятся минералы, встречающиеся в природе в самородном виде, т. е. в виде свободных элементов. В этом типе мы рассмотрим один класс минералов — самородные элементы.

II тип. *Соединения катионов с простыми анионами*. В этом типе мы рассмотрим три класса минералов:

1) сернистые соединения, или сульфиды. Это соединения металлов с серой или с аналогами серы — мышьяком, сурьмой и др.;

2) галоидные соединения, или галогениды. Относящиеся сюда минералы представляют собой соединения с галогенами — хлором, фтором и гораздо реже бромом и йодом;

3) окислы, или оксиды — соединения металлов с кислородом.

III тип. *Соединения катионов с комплексными анионами*. Отличительной особенностью этого типа соединений является присутствие в кристаллических структурах минералов комплексных анионов, которые характеризуются очень прочной связью ионов кислорода с центральным катионом комплекса. Таковы анионные комплексы (или радикалы) — $[\text{SiO}_4]^{4-}$, $[\text{BO}_3]^{3-}$, $[\text{AsO}_4]^{3-}$, $[\text{PO}_4]^{3-}$, $[\text{CO}_3]^{2-}$, $[\text{SO}_4]^{2-}$, $[\text{NO}_3]^{1-}$.

Эти комплексные анионы, прочно связанные между собой, представляют самостоятельные структурные единицы в кристаллических структурах минералов. Форма их может быть различной. Так, например, анионный комплекс $[\text{SiO}_4]^{4-}$ имеет форму правильного тетраэдра, причем в центре тетраэдра находится ион Si^{4+} , а в вершинах — ионы кислорода. Комплексные анионы $[\text{BO}_3]^{3-}$ и $[\text{CO}_3]^{2-}$ представляют собой плоские треугольники, в вершинах которых находятся ионы кислорода, а под центром этого треугольника — соответствующий катион. Анионные комплексы $[\text{PO}_4]^{3-}$ и $[\text{SO}_4]^{2-}$ имеют форму тетраэдров. Существуют и более сложные анионные комплексы, некоторые из них мы охарактеризуем при рассмотрении класса силикатов. Сложные анионные комплексы характерны также и для боратов, что в кристаллохимическом отношении сближает эти два класса минералов. Классифицировать

минералы этого типа наиболее удобно именно по комплексным анионам — так выделяются классы силикатов, боратов, карбонатов, сульфатов и другие.

Более подробную классификацию минералов внутри классов рационально проводить по структурным мотивам, так как это сделано, например, для силикатов (с. 180—183). При этом нужно помнить, что структурные мотивы выявляются не только у силикатов, но и в других классах минералов. Так, например, слоистую структуру имеют не только слюды (силикаты), но и гипс $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (сульфат), молибденит MoS_2 (сульфид), графит (самородный элемент). Это же касается и минералов островной, кольцевой, цепочечной и других структур. Согласно А. С. Поваренных (1966 г.), среди насчитывающихся сейчас 2250 минеральных видов островные структуры составляют 34,5%, слоистые 21,5%, координационные 18,4%, цепные (цепочечные) 13,5%, каркасные 9,8% и кольцевые 2,3%.

Ниже приведена упрощенная схема классификации минералов, принятая в учебнике.

1. Самородные элементы
2. Сернистые соединения (сульфиды)
3. Галогидные соединения (галогениды)
4. Окислы (оксиды)
5. Силикаты
6. Бораты
7. Карбонаты
8. Нитраты
9. Фосфаты, арсенаты, ванадаты
10. Сульфаты
11. Вольфраматы и молибдаты

В каждом из этих классов по характеру химической связи, составу, структурным особенностям выделяются подклассы и группы минералов. В начале описания каждого класса приводятся общие сведения об относящихся к нему минералах, а затем дается характеристика отдельных минеральных видов.

Контрольные вопросы

1. По каким признакам можно классифицировать минералы?
2. Какой признак для классификации минералов является наиболее научно обоснованным?

САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

В самородном состоянии в природе известно около 40 химических элементов, но большинство из них встречается очень редко.

Нахождение элементов в самородном виде связано со строением их атомов, имеющих устойчивые электронные оболочки. Химически инертные в природных условиях элементы называются благородными; самородное состояние для них является наиболее

характерным. К ним относятся золото Au, серебро Ag, платина Pt и элементы группы платины: осмий Os, иридий Ir, рутений Ru, родий Rh, палладий Pd. Очень часто в самородном состоянии встречаются углерод C, сера S, медь Cu.

Реже встречаются так называемые полуметаллы: мышьяк As, сурьма Sb, висмут Bi. Такие металлы, как железо Fe, свинец Pb, олово Sn, ртуть Hg, встречаются как самородные крайне редко и нахождение их представляет лишь научный интерес. Некоторые элементы (хром Cr, алюминий Al и др.) вообще не встречаются в самородном виде.

Ниже приводится характеристика основных самородных элементов. Из металлов рассмотрим золото, серебро, медь, платину; из неметаллов — серу и минералы углерода — алмаз и графит.

Металлы

Золото Au. Химически чистое золото в природе почти не встречается. Хотя бы в небольшом количестве оно содержит Ag, Cu, реже другие металлы, с которыми образует твердые растворы.

Сингония кубическая. В кристаллах встречается редко и большей частью образует мелкую вкрапленность в виде зерен и чешуек в кварце. Иногда встречается в виде дендритов, нитевидных агрегатов и натечных форм (рис. 83).

Цвет золотисто-желтый; чем больше примесь серебра, тем золото светлее; от примеси меди приобретает красноватый оттенок. Цвет черты желтый. Блеск металлический. Твердость 2,5—3. Очень ковкое и тягучее, из 1 г золота можно растянуть до 3 км проволоки или раскатать пластинку в 27 м². Излом крючковатый. Плотность зависит от примесей, для чистого золота она равна 19,3.

Характеризуется химической стойкостью, в кислотах не растворяется (кроме царской водки).

Разновидности. Электрум — золото, содержащее более 20% серебра.

Происхождение. Золото является рассеянным элементом

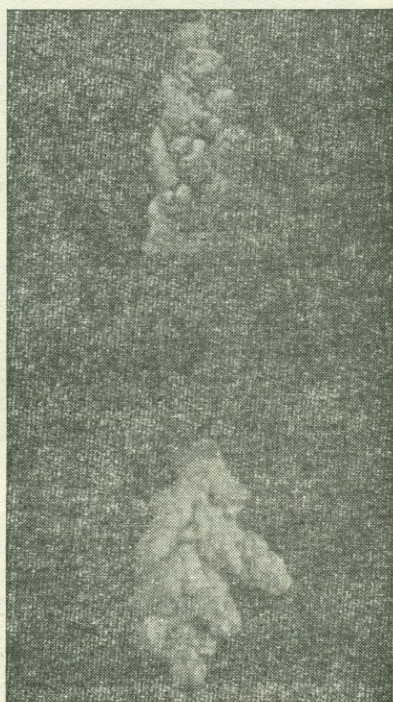


Рис. 83. Самородки золота натечной формы из россыпи. Урал. Нат. вел. (по А. П. Смолину)

литосферы. Химические анализы устанавливают его присутствие в малых количествах во всех изверженных породах и в морской воде.

Месторождения золота генетически связаны с кислыми интрузиями. Наиболее характерным для него является гидротермальное происхождение в кварцевых жилах.

Спутниками золота являются пирит, арсенопирит, блеклые руды, халькопирит, висмутин.

Благодаря химической стойкости золото накапливается в россыпях. По геологическим признакам различают аллювиальные,

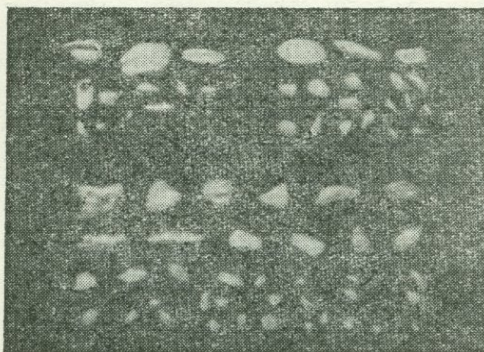


Рис. 84. Формы россыпного золота. Урал.
Нат. вел.

делювиальные, террасовые, русловые и другие россыпи. Выделяются также современные и древние (погребенные) россыпи. В россыпях золото находится в округлых или сплюснутых зернах (рис. 84) и самородках (рис. 85). Наиболее крупные самородки массой в 74,6; 70,8 и 69,7 кг были найдены в Австралии. Наибольший из сохранившихся самородков массой 36,2 кг («Большой треугольник») найден в середине прошлого века в Миасском

районе на Южном Урале. Он вместе с другими самородками золота и алмазами выставлен для обозрения в Кремле, в Алмазном фонде СССР.

Месторождения. В СССР коренные месторождения известны на Среднем Урале (Березовское), Южном Урале (Кочкарское, Джетыгара), в Казахстане (Степняк), в Кузнецком Алатау (рудники Коммунар, Центральный, Бериккульский и др.), в Восточной Сибири (Дарасунское, Тасеевское, Балейское), на Алдане и на Северо-Востоке СССР.

Россыпные месторождения распространены на Урале (Миасский район), Алтае, в Саянах и в Енисейской тайге, а также по р. Витиму в Иркутской области (Ленские прииски: Апрельский, Артемовский и др.), по Алдану, Амуру и на Колыме.

Из зарубежных месторождений следует указать месторождение Витватерсранд в Трансваале (ЮАР), связанное с древними конгломератами. Это крупнейшее из месторождений дает около 40—50 % мировой добычи золота. Разработки протягиваются на 95 км, а глубина их достигает 2 км от поверхности. В 1973 и 1974 г. там извлечено соответственно 852 и 759 т драгоценного металла, т. е. из недр добывалось более 2 т золота в день. Второй крупный

зарубежный золотonosный район — Австралия (месторождения Бендиго, Балларт и богатые россыпи). Крупные месторождения золота известны также в Индии (Колар), в Канаде и в Гане. Месторождения Аляски и Калифорнии к настоящему времени почти выработаны.

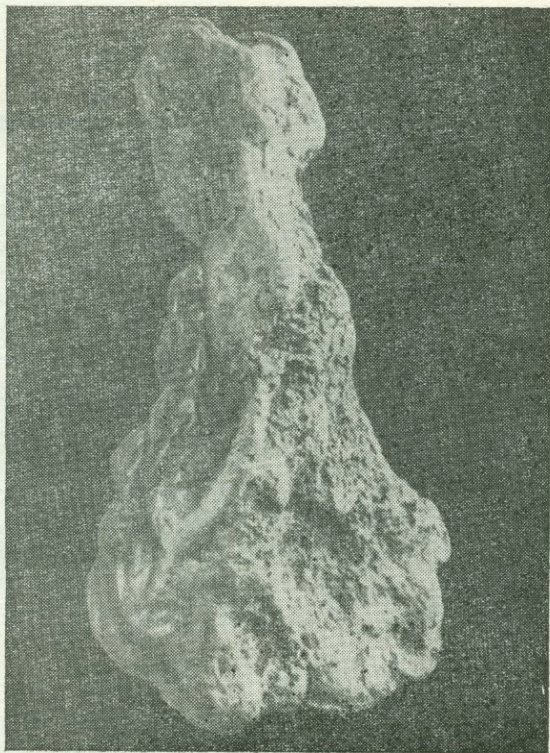


Рис. 85. Самородок золота массой в 12 кг. Урал.
р. Миасс. $\frac{1}{4}$ нат. вел. (по А. П. Смолину)

Содержание золота должно быть не менее 4—5 г/т, для коренных месторождений и не менее 0,1 г/т для россыпных.

Применение. Золото является главным валютным металлом. Широко применяется оно в ювелирном деле, в некоторых приборах и реактивах, в зубоврачебном деле. Сведения о запасах и добыче золота весьма приблизительные. Мировая добыча золота около 1000 т в год.

Серебро Ag. Часто содержит примеси Au, Cu, Hg.

Сингония кубическая. Обычно встречается в виде дендритов, тонких пластинок, разнообразных волосовидных и проволоочных форм (рис. 86).

Цвет и черта серебряно-белые, на поверхности иногда с черным налетом. Блеск металлический. Твердость 2,5. Плотность 10,5. Очень ковкое. Излом крючковатый. Отличается высокой электропроводностью.

Происхождение. Самородное серебро встречается в качестве гидротермального минерала в жилах с сульфидами и в зоне окис-

ления серебряных и некоторых полиметаллических месторождений, где оно образуется за счет аргентита (Ag_2S) и сложных сульфосолей серебра гидротермального происхождения.

Месторождения. В СССР месторождений самородного серебра нет и находки его представляют лишь минералогический интерес. Добыча серебра производится попутно при плавке полиметаллических руд (Алтай), в которых оно встречается в виде примеси.

За границей крупные месторождения серебра находятся в Мексике (Пачука, Вета-Мадре и др.), небольшие известны в Боливии, Саксонии и Норвегии (Конгсберг).

Применение. Серебро употребляется в ювелирном деле, для чеканки монет, в различных сплавах, в фотографии.

Медь Си. Встречается в виде дендритов, в крупных

неправильных пластинках и ветвистых агрегатах.

Сингония кубическая. Цвет медно-красный, черта блестящая. Блеск металлический. Твердость 2,5—3. Плотность 8,9. Тягучая и ковкая. Излом крючковатый. Обладает высокой электропроводностью.

Происхождение. 1. Экзогенное — медь главным образом находится в зоне окисления медных месторождений в ассоциации с халькозином, купритом, борнитом, лимонитом, малахитом, кальцитом. Самородки меди в зоне окисления достигают иногда нескольких тонн. 2. Гидротермальное — редко, причем всегда низкотемпературное.



Рис. 86. Самородное серебро на кальците. Уменьш. в 2 раза

Месторождения. Медь — распространенный минерал, но промышленные разработки самородной меди из зоны окисления производились только в древние времена. В СССР крупные самородки (массой в несколько тонн) были найдены в Дегеленских горах (Казахстан), очень красивые кристаллы меди известны из Турьинских рудников (Урал), в россыпях медь встречена по р. Сархой в Восточном Саяне.

Известно единственное промышленное гидротермальное месторождение меди в районе Верхнего Озера (Мичиган, США), разраба-



Рис. 87. Формы шлиховой платины. Урал. Увел. в 6 раз

тывающееся около 100 лет. Там были встречены самородки массой до 450 т. Самородная медь ассоциируется здесь с цеолитами, кальцитом и сульфидами меди.

Применение. Основными потребителями меди являются электротехника, машиностроение, приборостроение и судостроение. Широко применяются различные сплавы с медью (бронза, латунь, мельхиор).

Платина Pt. В чистом виде не встречается, обычно она образует твердые растворы с железом, иридием, палладием, родием, осмием, медью и другими металлами. В связи с этим различают платину иридистую, палладистую, родистую и др. Наиболее распространенным в природе является поликсен (Pt, Fe) с содержанием железа 9—11%.

Сингония кубическая. Обычно находится в неправильных зернах, самородках (рис. 87).

Цвет и черта светлые, стально-серые. Блеск металлический. Твердость 4—4,5. Ковкая, излом крючковатый.

Отличительными свойствами платины являются большая плотность (15—19), тугоплавкость (температура плавления 1771°) и химическая инертность. Платина растворяется только в царской водке.

Происхождение. Магматическое — генетически связана с ультраосновными породами (дунитами, перидотитами, пироксенитами), образуя в них вкрапленность или шлировые выделения. Спутниками платины являются оливин, пироксен, хромит, магнетит. В результате выветривания ультраосновных пород платина скапливается в россыпях, откуда добывается промывкой.

Месторождения. Платиноносные россыпи Урала пользуются мировой известностью. Здесь был найден крупнейший в мире самородок платины массой 9,6 кг. Добыча платины ведется драгами. Россыпные месторождения известны в Колумбии. Содержание платины в россыпях должно быть не менее 0,1—0,5 г/т.

Большое значение имеет попутная добыча платины из магматических медно-никелевых месторождений Канады (Сёдбери), Южной Африки, СССР и Норвегии.

Применение. Платина применяется для изготовления химической посуды (тиглей, шпателей, чашек), как катализатор в химической промышленности и как благородный металл в ювелирном и зубо врачебном деле.

Неметаллы

Сера S. Сингония ромбическая. Кристаллы (рис. 88) имеют дипирамидальный облик (дипирамиды усечены) и образуют красивые друзы. Часто встречаются в сплошных массах и натечных формах.

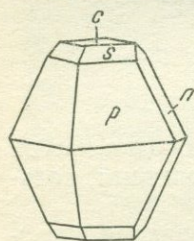


Рис. 88. Кристалл серы: c (001), n (011), s (113), p (111)

Цвет желтый, бурый и черный от включения битумов. Черта светло-желтая. Кристаллы просвечивают. Блеск на гранях стеклянный, в изломе жирный, смолистый. Излом неровный до раковистого. Очень хрупкая. Твердость 1,5—2. Спайность отсутствует. Плотность 2,07.

Сера легко плавится и при 270° горит синим пламенем с выделением SO_2 . Диэлектрик при трении заряжается отрицательно.

Происхождение. 1. Осадочное, биохимическое, отчасти образуется благодаря жизнедеятельности серных бактерий; ассоциирует с гипсом, битумами. 2. При разложении гипсоносных толщ. 3. В зоне окисления сульфидов. 4. В результате возгона при вулканической деятельности дает порошковатые налеты, корки, натечные образования. Иногда встречается селенистая сера.

Месторождения. В СССР осадочные месторождения известны в Средней Азии: в Туркмении (Гаурдак), в Ферганской долине

(Шор-Су), в Поволжье (Алексеевское), вулканические — на островах Эбеко, Парамушир и Кунашир (Курильские острова). На Гаурдакском месторождении сера выплавляется в недрах с помощью пара и извлекается из скважин.

Из зарубежных стран серой богаты Италия (остров Сицилия) и Польша. Крупные осадочные месторождения находятся в штатах Техас и Луизиана (США). Сера залегает здесь на глубине более 100 м и также извлекается путем расплавления ее перегретым паром.

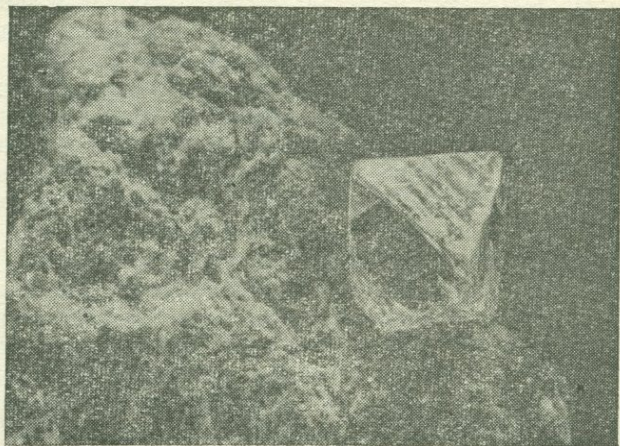


Рис. 89. Алмаз в кимберлите из трубки «Мир», Якутия.
Увел. в 10 раз.

Применение. Сера идет главным образом на получение серной кислоты — основы химической промышленности; употребляется в текстильной и резиновой промышленности, для производства красок, взрывчатых веществ и для борьбы с вредителями сельского хозяйства.

Алмаз С. Название происходит от греческого слова «адамас» — непобедимый.

Внутренняя структура алмаза чрезвычайно прочная. Каждый атом углерода связан с четырьмя другими, тетраэдрически расположенными вокруг него (см. рис. 56, а).

Сингония кубическая. Облик кристаллов преимущественно октаэдрический (рис. 89), грани ромбододекаэдра и куба встречаются реже. Ребра нередко закруглены, кристаллы кажутся как бы оплавленными.

Алмаз обладает самой высокой среди минералов твердостью, равной 10. Отличается сильным, так называемым алмазным, блеском. Эти свойства обусловлены его внутренней структурой.

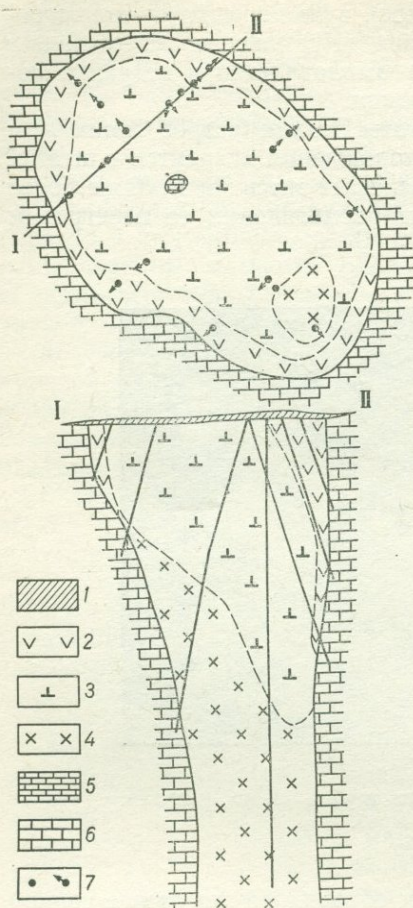


Рис. 90. Схематическая геологическая карта и разрез (I—II) кимберлитовой трубки «Мир». Сибирская платформа (по А. П. Бобривичу):

1 — элювиально-делювиальный слой; 2 — измененный кимберлит желтого цвета; 3 — измененный кимберлит зеленого цвета; 4 — малоизмененный кимберлит; 5 — ксенолит известняков; 6 — известняки нижнего ордовика; 7 — скважины

Цвет различный, чистые разности бесцветны, водяно-прозрачны, иногда имеет оттенки коричневого, красного, желтого, синего и других цветов. Довольно хрупок. Спайность по октаэдру средняя. Люминесцирует в ультрафиолетовых лучах голубовато-синим цветом. Плотность 3,5.

Измеряются алмазы в каратах; один метрический карат равен 0,2 г. Алмазы массой более 100 каратов представляют исключительную редкость и известны по именам.

Разновидности. Различают алмазы ювелирные и технические.

Происхождение и месторождения. Происхождение алмазов магматическое. Коренные месторождения представляют со-

бой трубообразные тела (трубки взрыва), выполненные своеобразной породой — кимберлитом. Они прорывают различные породы и уходят на большую глубину. Кимберлиты Южной Африки состоят из обломков ультраосновных пород (содержащих серпентин, оливин, авгит, пироп), сцементированных синей глиной. На поверхности благодаря выветриванию кимберлиты принимают буроватую окраску. Алмазы вкраплены как в синей глине, так и в обломках ультраосновных пород. Диаметр кимберлитовых трубок различный, в среднем 30—100 м. Содержание алмазов в них составляет от 0,00004 до 0,00009% от всей массы породы.

Образование алмазов связано с кристаллизацией остаточной магмы ультраосновного состава, богатой летучими соединениями. Кристаллизация алмазов, вероятно, начинается еще до начала извержения магмы, причем для этого необходимы специфические условия: очень высокое давление, приблизительно 60—80 тыс. атм,

и сравнительно низкая температура — около 1000° С. Полагают, что такие условия существовали при образовании кимберлитовых трубок. Впоследствии в результате взрыва газов образовался «канал», а сами породы были брекчированы.

В кимберлитах Южной Африки были найдены крупнейшие в мире алмазы: «Куллинан» (3024,75 карата), «Эксцельсиор» (995,3 карата), «Джонкер» (726 каратов) и др.

В настоящее время наиболее доступные части многих трубок выработаны. Разработка коренных месторождений менее рентабельна по сравнению с россыпными, поэтому главными поставщиками алмазов являются сейчас россыпи. В Южной Африке разрабатываются россыпи в бассейнах рек Вааль и Оранжевая. Особенно богата алмазами Намибия, где их добыча производится из прибрежных песков и из древних морских террас. В 1976 г. россыпи Намибии дали 1,7 млн. каратов алмазов, большая часть которых драгоценные камни.

Благодаря богатым алмазным россыпям на одно из первых мест в мире в настоящее время вышла Республика Заир, где добываются главным образом технические алмазы (провинция Шаба). Большое промышленное значение имеют алмазные россыпи Ганы, Сьерра-Леоне и Анголы. Вообще Африка дает около 80—95 % всей добычи алмазов в капиталистических странах.

Месторождения алмазов известны также в Бразилии, в Венесуэле, в Индии, Австралии и на о-ве Калимантан (Индонезия). Индийские алмазы добывали из россыпей еще в глубокой древности; из Индии происходят первые крупные алмазы, к ним относятся «Орлов» (194,8 карата) и «Шах» (88,7 карата), находящиеся в Алмазном фонде СССР.

В нашей стране в результате настойчивых поисков в 1949 г. были открыты россыпные, а в 1954—1955 гг. коренные месторождения алмазов в Якутии (рис. 90). Кроме того, алмазоносные россыпи найдены на Урале.

Коренные месторождения представлены кимберлитами, сильно брекчированными. Кроме обломков различных пород в кимберлитах можно обнаружить оливин, пироп, ильменит, диопсид, хлорит и другие минералы. Это доказывает генетическую связь кимберлитов с ультраосновной магмой. Кимберлитовые трубки прорывают различные породы, возраст их палеозойский и мезозойский. В настоящее время карьерами разрабатываются кимберлитовые трубки «Мир», «Айхал», «Удачная», «Интернациональная», на базе которых возникли новые города Мирный и Удачный.

Массы наибольших алмазов, найденных в Якутии, равны 32,56 карата («Юбилейный», кимберлитовая трубка «Мир»), 55,6 карата («Валентина Терешкова»), 68,47 карата («Октябрьский») 54,40 карата («Скромный»), 48,48 карата («Комсомольский»), 106 карата («Мария»). В год 60-летия Октябрьской революции из трубки «Удачная» добыли алмаз в 121 карат — ему дали название

«60 лет Октября». Самым крупным алмазом является «Звезда Якутии» — 232,10 карата.

Применение. На технические алмазы приходится около 75—80 % всей мировой добычи алмазов. Примерно 15 % всех технических алмазов идет на алмазное бурение (алмазы вставляются в буровые коронки). Технические алмазы используются также в качестве резцов и сверл (фасонные алмазы), для протягивания тончайших проволок (волоочильные алмазы, или фильеры) и многих других целей. Наиболее низкосернистые алмазы широко применяются как

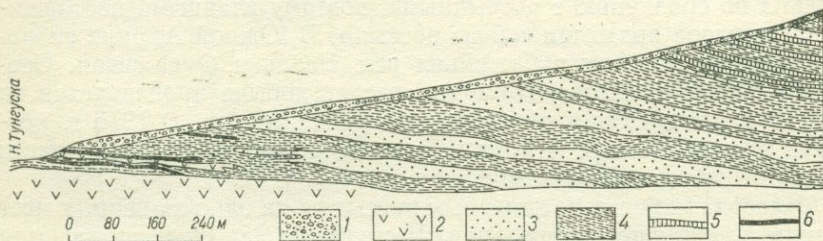


Рис. 91. Геологический разрез Ногинского месторождения графита.

1 — террасовые и делювиальные отложения; 2 — диабазы; 3 — песчаники; 4 — глинистые сланцы; 5 — уголь; 6 — графит

абразивный (истирающий) материал. Чистые или равномерно окрашенные прозрачные алмазы являются драгоценными камнями первого класса. Ограненные алмазы называются бриллиантами.

В настоящее время алмазы получают искусственным путем в основном в результате каталитической реакции, протекающей при высоких температурах и давлениях между графитом и некоторыми металлами (железо, никель, кобальт, хром, платина). Размеры их достигают 3—4 мм.

Графит С. Название происходит от греческого слова «графо» — пишу.

В отличие от алмаза графит представляет собой гексагональную модификацию углерода. Как указывалось выше, упаковка атомов углерода в графите менее плотная, чем у алмаза. Это приводит к уменьшению плотности графита по сравнению с алмазом, а значительные промежутки между плоскими гексагональными сетками вызывают совершенную спайность. Плотность графита 2,2, твердость 1.

Цвет железно-черный. Черта черная, блестящая. Блеск металлический. Проводит электричество. Огнеупорен и кислотоупорен.

Графит образует мелкие шестиугольные кристаллики в известняках и сланцах. Агрегаты графита плотные, чешуйчатые, землистые, сферические. От похожего на него молибденита отличается по черте: графит дает черную черту на бумаге, молибденит — голубоватую.

Разновидности. По структурным признакам различают кристаллический, чешуйчатый и аморфный графит. Первый представляет

собой агрегаты волокнистых кристаллов, второй имеет форму чешуек или пластинок, третий — плотный, скрытокристаллический (графит). Ш у н г и т — аморфная разность углерода, образовавшаяся при метаморфизме каменных углей (переходная разность между каменным углем и графитом).

Происхождение. 1. Магматическое (?), связанное с воздействием интрузий на карбонатные породы. 2. Метаморфическое, в мраморах, гнейсах и кристаллических сланцах благодаря диссоциации CaCO_3 и метаморфизму органического вещества. 3. При метаморфизме каменных углей (рис. 91).

Месторождения. СССР: Ботогольское в Восточном Саяне — кристаллический графит, Завальевское и Ждановское на Украине — чешуйчатый графит (метаморфическое, в гнейсах), Тас-Казган в Кара-Калпакии (метаморфическое), Ногинское и Курейское в низовьях Енисея — «аморфный» графит (при метаморфизме углей).

За рубежом месторождения графита известны на островах Шри Ланка, Мадагаскар, в Австралии, США и Чехословакии.

Применение. Графит употребляется в металлургической промышленности (тигли, литейное дело), как смазочный материал, при производстве красок, карандашей, в электропромышленности (электроды).

Контрольные вопросы

1. Какие элементы встречаются в природе в свободном состоянии в виде минералов?

2. Дайте характеристику золота. Назовите коренные и россыпные месторождения золота в СССР и за границей.

3. С какими интрузиями генетически связана платина? Ее характерные свойства и месторождения.

4. По каким признакам можно определить самородную серу? Ее применение.

5. Охарактеризуйте свойства и происхождение алмаза.

6. Где находятся главные месторождения алмазов и каково их применение?

7. Каковы физические свойства графита? Его происхождение и месторождения в СССР.

8. В каком виде встречается самородное серебро в природе?

СЕРНИСТЫЕ СОЕДИНЕНИЯ (СУЛЬФИДЫ)

Сернистых и аналогичных им минералов насчитывают более 200 видов, но общее содержание их в земной коре невелико и, по подсчетам В. И. Вернадского, не превышает 0,15%.

С химической точки зрения они являются в основном производными сероводорода H_2S (сульфиды). В некоторых редких минералах место серы занимают Se и Te (селениды и теллуриды). По аналогии с сульфидами также выделяют арсениды и антимониды. Во всех этих соединениях широко развиты изоморфные замещения одних элементов другими.

Мы рассмотрим только сернистые соединения. Наибольшее распространение имеют дисульфиды и сульфиды железа (пирит и

пирротин), на долю которых приходится около $\frac{4}{5}$ всех сульфидов. Обычными сульфидами являются сульфиды меди, свинца, цинка, серебра, сурьмы, висмута, никеля, кобальта, молибдена и ртути. В виде изоморфных примесей в состав сульфидов входит целый ряд редких и рассеянных элементов, не образующих самостоятельных минералов (кадмий Cd, индий In, галлий Ga, рений Re, таллий Tl и др.).

Сульфиды за небольшими исключениями имеют металлический блеск, большую плотность и невысокую твердость. Встречаются они в виде кристаллов, друз, чаще — в виде сплошных зернистых масс и вкрапленников.

Происхождение сульфидов главным образом гидротермальное (высоко-, средне- и низкотемпературное), а также магматическое, скарновое и для некоторых экзогенное (осадочное или в связи с процессами восстановления сульфатов в зоне цементации).

При окислении сульфиды разлагаются и легко переходят в различные вторичные минералы: карбонаты, сульфаты, окислы и силикаты, устойчивые в поверхностных условиях.

Сульфиды имеют большое практическое значение — это важнейшие руды свинца, цинка, меди, серебра, никеля, кобальта, молибдена, мышьяка, висмута, сурьмы, ртути и других металлов.

Среди минералов класса сульфидов можно выделить:

1) простые сульфиды, представляющие соединения одного катиона (металла) с серой или аналогами серы;

2) двойные сульфиды — соединения двух (или трех) разных катионов с серой или ее аналогами;

3) дисульфиды — соединения катиона с анионной группой $[S_2]^{2-}$ («гантелью»). В дисульфидах, например в пирите, атомы серы сильно сближены друг с другом, образуя анионные группы $[S_2]^{2-}$. Поэтому железо в пирите двухвалентно. Сера может быть заменена аналогами, например мышьяком;

4) сложные сульфиды (их иногда также называют сульфосолями).

По структурному принципу среди сульфидов можно выделить сульфиды координационной, цепочечной, слоистой и других структур. Так, например, простые сульфиды можно классифицировать, выделяя структурные мотивы: координационный (халькозин, галенит, сфалерит, пирротин, пентландит), цепочечный (киноварь, антимонит, висмутин), слоистый (аурипигмент, ковеллин, молибденит), кольцевой (реальгар).

Простые сульфиды

Халькозин (медный блеск) Cu_2S (Cu 79,8%). Название происходит от греческого слова «халькос» — медь.

Сингония ромбическая. Кристаллы редки, обычно встречаются в сплошных массах, плотный.

Цвет и черта свинцово-серые. Блеск металлический. Спайность несовершенная. Излом раковистый. Твердость 2,5—3. Плотность

5,7. Характерными признаками халькозина являются небольшая твердость, ковкость и свинцово-серый цвет.

Происхождение. Экзогенное — образуется в зоне вторичного сульфидного обогащения (в зоне цементации) медных месторождений в результате реакций растворов сульфатов меди с неокисленными сульфидными рудами. Реже имеет гидротермальное происхождение. Ассоциирует с борнитом Cu_5FeS_4 , блеклыми рудами $\text{Cu}_3(\text{Sb, As})\text{S}_3$, халькопиритом CuFeS_2 и другими сульфидами. При окислении переходит в малахит $\text{Cu}_2[\text{CO}_3](\text{OH})_2$, куприт Cu_2O , самородную медь и другие минералы.

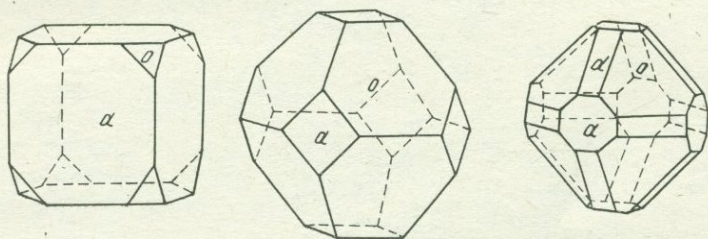


Рис. 92. Кристаллы галенита: a (100), o (111), d (110)

Месторождения. В СССР: в Казахстане — Джезказган, Коунрад; в Узбекистане — Алмалык; на Урале — Турьинские рудники. За границей: в США — Бьютт (Монтана), Бингхэм (Юта), Бисби (Аризона), в Югославии — Бор.

Применение. Халькозин является важной медной рудой.

Галенит (свинцовый блеск) PbS (Pb 86,6%). Иногда содержит Ag.

Сингония кубическая. Из кристаллографических форм наиболее обычен куб, реже развиты грани октаэдра и ромбододекаэдра (рис. 92). Образует зернистые, сплошные агрегаты, встречается в друзах (рис. 93).

Цвет свинцово-серый. Черта серовато-черная. Блеск металлический. Характерна совершенная спайность по кубу. Минерал сравнительно мягкий, твердость 2,5. Плотность 7,5. Галенит узнается по цвету, совершенной спайности, небольшой твердости и значительной плотности.

Происхождение. 1. Гидротермальное (средне- и низкотемпературное) — встречается в жилах, метасоматических телах, а также в скарнах. Характерна тесная ассоциация галенита со сфалеритом и сульфидами серебра и меди — это и есть так называемые полиметаллические руды. Встречается также совместно с пиритом, пирротинном и другими сульфидами, с баритом, кварцем и кальцитом. 2. Осадочное — образует вкрапленность, главным образом в битуминозных карбонатных породах.

В зоне окисления галенит неустойчив и легко разрушается с образованием церуссита $\text{Pb}[\text{CO}_3]$, англезита $\text{Pb}[\text{SO}_4]$, пироморфита $\text{Pb}_5[\text{PO}_4]_3\text{Cl}$ и других минералов.

Месторождения. В СССР: скарновые — Дальнегорское (Приморский край), Кансай, Алтын-Топкан, Кургашинок (Средняя Азия); гидротермальные, жильные и метасоматические — на Северном Кавказе (Садонское), на Алтае вулканогенно-осадочные (Ленинское, Зыряновское, Белоусовское и др.) месторождения Нерчинской группы (Забайкалье), Горевское (Енисейский край);

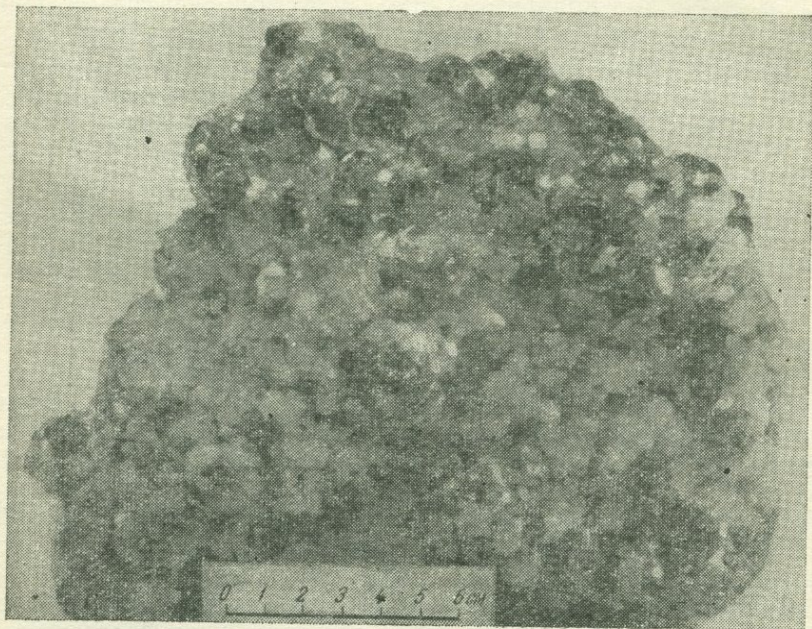


Рис. 93. Друза кристаллов кварца, галенита, сфалерита и халькопирита. Приморский край

низкотемпературные в карбонатных толщах — месторождения Центрального Казахстана и хребта Каратау (Жайрем, Миргалмсайское, Ачисайское). За границей: месторождения Салливан (Канада), Брокен-Хилл, Мак-Артур, Маунт-Айза (Австралия), район Три-Стейт (Миссури, Канзас, Оклахома в США), а также в Польше, ЧССР (Кутна Гора), Мексике, Чили и других странах.

Применение. Галенит является важнейшей рудой на свинец.

Киноварь HgS (Hg 86,2%). Название происходит от арабского слова «кинобари» — кровь дракона.

Сингония тригональная. Встречается главным образом в виде зернистых вкрапленников, а также сплошных масс, налетов и примазок.

Цвет — яркий темно-красный. Черта красная. В тонких обломках прозрачна. Блеск алмазный, иногда со слабой свинцово-серой побежалостью. Твердость 2—2,5. Плотность 8.

Происхождение. Киноварь характерна для низкотемпературного гидротермального процесса; она обычно встречается совместно с антимонитом, флюоритом, баритом и халцедоном. Находится в карбонатных породах, иногда в песчаниках и сланцах, образуя неправильную вкрапленность и прожилки.

Месторождения. В СССР: Хайдарканское и Чаувайское в Киргизии, Никитовка в Донбассе, Акташское и Чаган-Узун на Алтае, Пламенное на Чукотке и др. За границей: Альмаден (Испания), Монте-Амиата (Италия), а также в Югославии, Китае и США.

Применение. Киноварь является единственной рудой на ртуть и ценной природной краской.

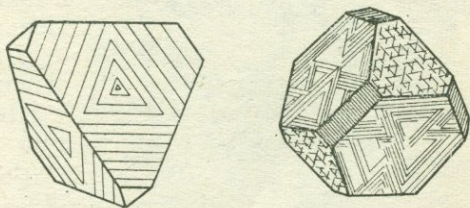


Рис. 94. Кристаллы сфалерита

Сфалерит (цинковая обманка) ZnS (Zn 67,1 %). В виде изоморфных примесей содержит железо, кадмий (0,5—1 %), индий (до 0,1 %), галлий (до 0,1 %), германий (до 0,3 %). Название происходит от греческого слова «сфалерос» — обманчивый, в связи с трудностью его диагностики по внешнему виду.

Сингония кубическая. Кристаллы имеют тетраэдрический облик (рис. 94): агрегаты — сплошные, зернистые, реже скрытокристаллические концентрически-зонального строения.

Цвет преимущественно коричневый, бурый до черного и желтый до бесцветного. Нередко прозрачен или просвечивает. Черта от светлой у бесцветного и желтого сфалерита до темно-коричневой у разностей черного цвета.

Сфалерит обладает совершенной спайностью по ромбодекаэдру. Блеск стеклянный. Твердость 3,5—4. Плотность 3,9—4,1.

Разновидности. Высокотемпературная железистая разновидность черного цвета называется **марматитом**. Низкотемпературные бесцветные или светло-желтые сфалериты обычно без примесей носят название **клеюфана**.

Происхождение. 1. Гидротермальное — с галенитом, халькопиритом, пиритом и другими минералами широко распространен в метасоматических залежах и рудных жилах. 2. Экзогенное — в осадочных породах, иногда в месторождениях угля.

При окислении сфалерит переходит в смитсонит $\text{Zn}[\text{CO}_3]$ и каламин $\text{Zn}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Месторождения. В СССР: полиметаллические месторождения Алтая, Средней Азии, Забайкалья (рис. 95) и месторождения колчеданного типа на Урале. В прекрасных друзах встречается на Дальнегорском месторождении в Приморье и в месторождениях

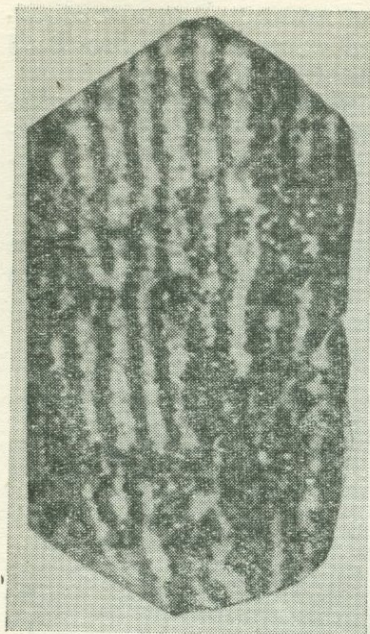


Рис. 95. «Бурундучная» руда. Кадаинский рудник, Забайкалье.

Темное — сфалерит, светлое — карбонат.
Нат. вел.

Нагольного кряжа. За границей: крупные месторождения совместно с галенитом в районе Три-Стейт (Миссури, Канзас, Оклахома) и в других районах США, а также в Швеции, Чехословакии, Польше, Испании и Японии.

Применение. Сфалерит — важная руда на цинк.

Пирротин (магнитный колчедан) Fe_{1-x}S , обычно от Fe_8S_7 до $\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$. Иногда содержит примеси Cu, Ni и Co. Название происходит от греческого слова «пиррос» — огнецветный, красноватый. Сингония гексагональная. В кристаллах редок. Гексагональные пластинчатые кристаллы его известны в Приморье и на Коль-

ском полуострове в Мончетундре. Обычно находится в виде сплошных мелкозернистых масс.

Цвет бронзово-желтый, иногда радужный. Черта серо-черная. Блеск металлический. В различной степени магнитен. Твердость 4. Плотность 4,5.

Характерными диагностическими признаками являются цвет и магнитность.

Происхождение и месторождения. 1. Магматическое — в связи с основными горными породами в ассоциации с пентландитом и халькопиритом (Норильское месторождение в низовьях Енисея, Мончетундра на Кольском полуострове). 2. Контактково-метасоматическое или скарновое с полиметаллическими рудами (Тетюхе, Приморье). 3. Гидротермальное. 4. Встречается среди метаморфических и осадочных пород.

По распространенности пирротин уступает только пириту.

Применение. Используется для производства серной кислоты.

Пентландит $(\text{Ni}, \text{Fe})_9\text{S}_8$ (Ni 22 — 42%).

Сингония кубическая. Обычно образует сплошные зернистые массы, иногда крупнозернистые агрегаты с величиной зерен до 4—5 см, на которых хорошо обнаруживается совершенная спайность.

Цвет светло-бронзовый, светлее, чем у пирротина. От последнего отличается также отсутствием магнитных свойств. Блеск металлический. Твердость 3,5—4. Плотность 4,9.

Происхождение. Магматическое — в связи с ультраосновными и основными породами (перидотиты, габбро-нориты и др.). Характерна тесная ассоциация пентландита с пирротинном и халькопиритом. Нахождение двух последних минералов среди ультраосновных пород указывает на возможное присутствие пентландита. *Месторождения.* В СССР: в низовьях Енисея (Норильское, Талнахское), в Мурманской области (Печенга). За границей: крупные месторождения находятся в Канаде (Сёдбери) и в ЮАР (месторождения Бушвельдского комплекса).

Применение. Пентландит является важнейшей рудой на никель. Никель используется как добавка к сталям и в сплавах (мельхиор, монетный сплав и др.).

Антимонит (сурьмяный блеск, стибнит) Sb_2S_3 (Sb 71,4%).

Сингония ромбическая. Кристаллы удлиненно-призматические, столбчатые, с грубой штриховкой по длине (рис. 96), иногда образует хорошо ограненные друзы.

Цвет свинцово-серый до стально-серого. Черта такая же. Блеск металлический, иногда синеватая побежалость. Спайность совершенная по (010). Твердость 2. Плотность 4,6.

Внешне отличается от других минералов удли-



Рис. 96. Кристаллы антимонита. Нат. вел.

ненной формой кристаллов и вертикальной штриховкой, а также малой твердостью, поперечными штрихами на плоскостях спайности и синеватой побегалостью. Легко плавится в пламени свечи. Если чиркать вдоль удлинения, легко зажечь спичку.

Происхождение. Гидротермальное (низкотемпературное) в кварцевых жилах (рис. 97). Парагенезис: киноварь, пирит, флюорит, кальцит, кварц, барит, халцедон. При окислении переходит в сурьмяные охры светло-желтого цвета, образующие иногда псевдоморфозы по антимониту.

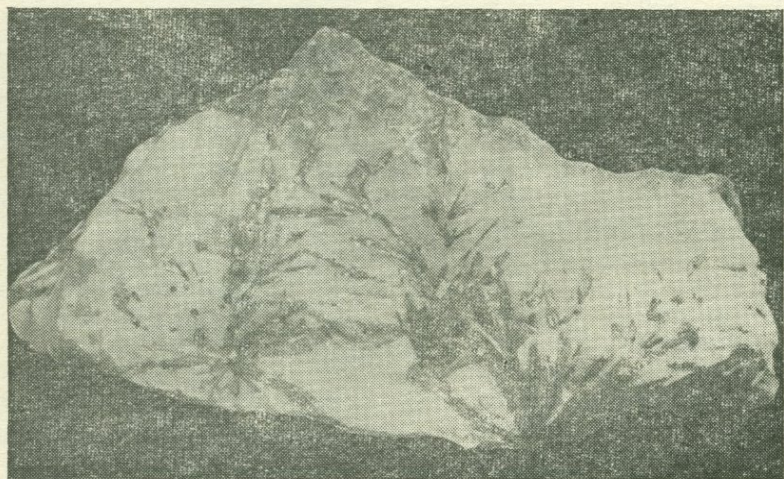


Рис. 97. Кристаллы антимонита в кварцевой жиле. Нат. вел.

Месторождения. В СССР: в Казахстане (Тургайское), в Киргизии (Кадамжайское) и в Красноярском крае (Раздольнинское). За границей: в провинции Хунань в Китае (Си-Гуань-Шань и др.), рудники Ишинокава на о-ве Сикоку в Японии.

Применение. Антимонит является важнейшей рудой на сурьму. Последняя употребляется в сплавах со свинцом и оловом (подшипники, аккумуляторы, типографский шрифт).

Висмутин (висмутовый блеск) Bi_2S_3 (Bi 81,2%).

Сингония ромбическая. Кристаллы призматические, столбчатые, удлиненные до игольчатых с характерной вертикальной штриховкой. Похож на антимонит.

Цвет свинцово-серый до оловянно-белого. Черта свинцово-серая. Блеск металлический, более сильный, чем у антимонита. Спайность совершенная. Твердость 2. Плотность 6,6. Минерал сравнительно редкий.

Происхождение. Встречается в высокотемпературных гидротермальных жилах и в грейзенах с самородным висмутом, пиритом,

арсенопиритом, вольфрамитом, халькопиритом, касситеритом, кварцем, топазом, бериллом и другими минералами. В зоне окисления переходит в висмутовую охру.

Месторождения. Самостоятельных месторождений висмутин почти не образует. В СССР известен на вольфрамитовых месторождениях в Забайкалье (Белуха, Букука и др.) и в Средней Азии. За границей в Боливии (Тасна) и Перу (Серро-де-Паско).

Применение. Важнейшая руда на висмут. Висмут употребляется в сплавах с низкой температурой плавления.

Аурипигмент As_2S_3 . В переводе с латинского означает «золотая краска».

Сингония моноклинная. Кристаллы редки, обычно встречается в виде листоватых, слюдоподобных, зернистых и землистых масс.

Цвет лимонно-желтый или золотисто-желтый. Черта такая же, но светлее. Блеск перламутровый, сильный. Спайность весьма совершенная по (010), листочки гибкие, но не упругие. Твердость 1,5—2. Плотность 3,5.

Происхождение. Низкотемпературное гидротермальное. Встречается вместе с реальгаром. «Выцветает» с течением времени и, окисляясь, переходит в арсенолит As_2O_3 .

Месторождения. В СССР: Лухумское (Грузия), Джульфинское (Нахичеванская АССР) и в Якутии. За границей: Аллхар (Македония, Греция), Меркур (Юта, США), а также с реальгаром в ряде месторождений Румынии, Турции, Ирана.

Применение. Аурипигмент и реальгар в случае значительных скоплений могут быть использованы как мышьяковая руда. Аурипигмент также идет на приготовление желтой краски для живописи.

Ковеллин (медное индиго) $Cu_2S \cdot CuS_2$.

Сингония гексагональная. Образует тонкие примазки, порошковатые и сажистые массы.

Цвет синий, темно-синий. Блеск металлоидный, тусклый. Твердость 1,5—2. Плотность 4,6.

Происхождение. Экзогенное — образуется в зоне вторичного сульфидного обогащения. Встречается совместно с борнитом Cu_5FeS_4 , халькозином Cu_2S , халькопиритом $CuFeS_2$, энаргитом Cu_3AsS_4 , лимонитом $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$. Самостоятельных месторождений не образует. Прекрасные образцы ковеллина — на руднике Бор в Югославии.

Применение. Вместе с другими минералами идет в плавку как руда на медь.

Молибденит (молибденовый блеск) MoS_2 (Mo 60%).

Сингония гексагональная. Кристаллы образуют тонкие, иногда шестигранные листочки с совершенной спайностью. Агрегаты листоватые, чешуйчатые, звездчатые (рис. 98).

Цвет свинцово-серый. Черта на бумаге голубовато-серая. Блеск сильный металлический. Твердость 1, пачкает руки, жирный на ощупь. Плотность 4,7. Очень похож на графит, отличается от

него по голубоватому цвету черты на бумаге и по парагене-зису.

Происхождение. Магматическое — встречается в виде вкрапленности в гранитах и гранодиоритах. Известен в пегматитовых жилах; иногда (пневматолитовый) — в грейзенах. Промышленные месторождения связаны с гидротермальными образованиями, особенно с кварцевыми жилами (рис. 99), окварцованными породами и скарнами. Известны месторождения, где молибден тонко распылен в кварце и придает ему серый, чуть голубоватый цвет.

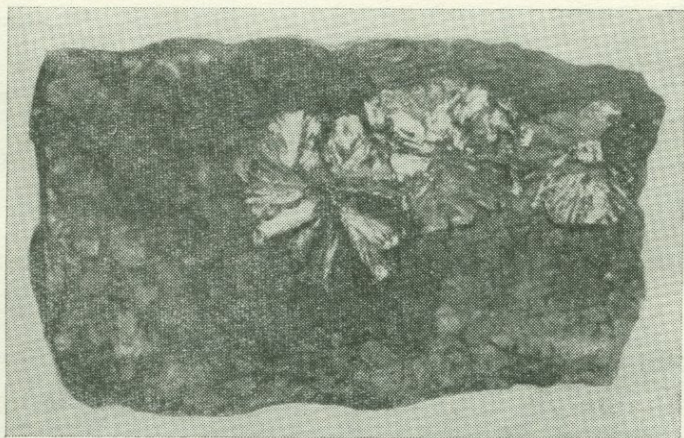


Рис. 98. Звездчатые агрегаты молибденита в граните.
Нат. вел.

Продукты окисления молибденита — молибденовая охра (ферримолибдит) $\text{Fe}[\text{MoO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ и повеллит $\text{Ca}[\text{MoO}_4]$. Спутники: в скарнах — моноклинные пироксены, гранат, шеелит; в кварцевых жилах обычно находится без других минералов; в грейзенах — вольфрамит, касситерит, висмутин, арсенопирит и другие сульфиды. Нередко ассоциирует с халькопиритом, образуя гидротермальные медно-молибденовые месторождения.

Месторождения. Месторождения скарнового типа известны на Северном Кавказе (Тырныаузское), кварцевые жилы с молибденитом — в Забайкалье (Давендинское, Шахтаминское). В Карагандинской области известно месторождение Коктенколь, в Красноярском крае — Сорское месторождение штокверкового типа.

Крупнейшим месторождением молибдена в мире является Кляймекс (Колорадо, США), где молибденит встречается в кварцевых прожилках и в измененных гранитах. Месторождения молибденита известны в Китае, Норвегии, Марокко и других странах.

В Монголии находится Эрдэнэт-Обо — крупное медно-молибденовое месторождение.

Рис. 99. Молибденит в зальбандах кварцевой жилы, Забайкалье. Уменьш. в 1,5 раза

Применение. Молибденит — единственный источник молибдена, около 95% которого идет на изготовление специальных сталей, обладающих большой твердостью и способностью самозакалки.

Реальгар As_4S_4 .

Сингония моноклинная. Кристаллы короткопризматические, мелкие, образуют друзы. Также встречается в зернистых и землистых агрегатах и в виде налетов.

Цвет ярко-красный, оранжево-красный. Черта светло-оранжевая. Блеск алмазный. При длительном и сильном освещении яркость и окраска теряются, реальгар разрушается и переходит в аурипигмент As_2S_3 и арсенолит As_2O_3 . Твердость 1,5—2, режется ножом. Плотность 3,5.

Происхождение. Гидротермальное (низкотемпературное). Обычно ассоциирует с аурипигментом, а также с другими минералами мышьяка и с антимонитом; присутствует в некоторых серебряных, золотых и полиметаллических месторождениях (с марказитом, кальцитом, арагонитом, халцедоном). Встречается как возгон при вулканической деятельности.

Месторождения. В СССР: Лухумское месторождение в западной Грузии. За границей: в районе Карса в Турции, в некоторых серебряных и полиметаллических месторождениях Чехословакии, Румынии, Греции, Италии и США.

Двойные сульфиды

Халькопирит (медный колчедан) CuFeS_2 (Cu 34,6%; Fe 30,5%; S 34,9). Название происходит от греческих слов «халькос» — медь и «пир» — огонь.

Сингония тетрагональная. Кристаллы тетраэдрического вида, но встречаются редко; обычно в виде вкрапленности, также сплошной, зернистый.



Цвет латунино-желтый. Черта черная или зеленовато-черная. Блеск металлический. Твердость 3,5—4. Плотность 4,2. Иногда характерна пестрая побежалость.

От пирита отличается более темным цветом, меньшей твердостью и отсутствием кубических кристаллов.

Разновидность — т а л н а х и т (кубическая модификация халькопирита).

Происхождение. 1. Магматическое — в ассоциации с пирротинном и пентландитом. 2. Скарновое с андрадитом, магнетитом, шеелитом, пирротинном. 3. Гидротермальное — с пиритом, пирротинном, сульфидами Pb, Zn, Cu и др. 4. Экзогенное — в осадочных породах.

В зоне окисления за счет разрушения халькопирита образуются вторичные минералы: самородная медь, халькозин, ковеллин, куприт, малахит, азурит, хризоколл и др.

Месторождения. В СССР: Норильское, Талнахское — магматические; Турьинские рудники на Урале — скарновые; Коунрад в Казахстане, Алмалык в Узбекистане — гидротермальные; Дегтярское, Калатинское, Комсомольское, Сибай, Гайское и др. на Урале, «50 лет Октября» в Мугоджарах, Алаверды и Шамлуг в Армении, Филизчай в Азербайджане, Урупское в Ставропольском крае — колчеданные; Джезказган в Казахстане и Удоканское в Читинской области — тип медистых песчаников. За границей: Сёдбери (Канада) — магматическое; Бингхем (Юта, США), Чукикамата и др. (Чили) — тип вкрапленных и прожилково-вкрапленных гидротермальных руд; месторождения Замбии, Заира — тип медистых песчаников.

Применение. Важнейшая руда на медь.

Станнин (оловянный колчедан) $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$.

Сингония тетрагональная. Кристаллы очень редки. Характерны неправильные зерна и сплошные зернистые массы. Цвет стально-серый, черта черная. Твердость около 3,5. Хрупок. Плотность 4,4. Хорошим диагностическим признаком является зеленоватый оттенок минерала в свежем изломе, по которому он отличается от очень похожих на него блеклых руд.

Происхождение. Гидротермальное (сульфидно-касситеритовая формация), встречается совместно с касситеритом, сфалеритом, халькопиритом, пирротинном и другими сульфидами.

Редок. В СССР известен во многих месторождениях (в частности, в Приморье и в Восточном Забайкалье), но в небольших количествах. Вместе с касситеритом используется как руда на олово (Боливия).

Борнит (пестрая медная руда) Cu_5FeS_4 (Cu 63,3%).

Сингония кубическая. Кристаллы редки; обычно образует сплошные, зернистые массы и вкрапленники.

Цвет в свежем изломе темный медно-красный. Почти всегда покрыт яркой пестрой побежалостью. Черта серовато-черная, блеск металлический. Спайности нет. Твердость 3. Плотность 5,0—5,2.

Происхождение. 1. Гидротермальное (первичный борнит) — в жилах и скарнах с халькопиритом, галенитом, сфалеритом. 2. Экзогенное (вторичный борнит) — в зоне цементации медных месторождений.

Месторождения. В СССР: Джезказган и Успенский рудник в Казахстане. За границей: Мансфельд (ГДР), Бьютт (Монтана, США), Бор (Югославия), Цумеб (Намибия).

Применение. Важная руда на медь.

Дисульфиды и их аналоги

Пирит (серный колчедан) FeS_2 (Fe 46,0%; S 53,4%).

Сингония кубическая. Кристаллы в виде кубов со взаимно перпендикулярной штриховкой на гранях, реже в виде пентагондодекаэдров и октаэдров. Образует друзы, вкрапленники, сплошные зернистые массы (см. рис. 100 и рис. 60).

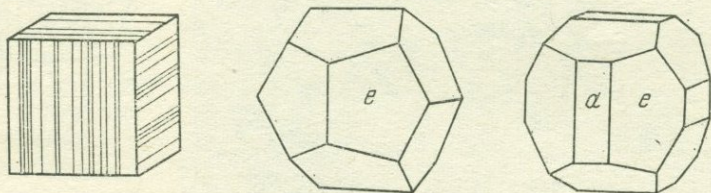


Рис. 100. Кристаллы пирита: *a* (100), *e* (210)

Цвет соломенно-желтый. Черта черная. Блеск металлический. Спайности нет. Излом неровный. Твердость 6—6,5. Плотность около 5. Пирит хорошо распознается по цвету, форме кристаллов и большой твердости.

Пирит является самым распространенным минералом из группы сульфидов.

Происхождение. Образуется при различных геологических процессах: магматическом, гидротермальном, осадочном, при метаморфизме и т. д. Промышленные месторождения пирита обычно обязаны гидротермальному процессу.

В зоне окисления пирит неустойчив и почти всегда переходит в бурые окислы железа (лимонит), сера при этом фиксируется в гипсе и других сульфатах. Часто встречаются псевдоморфозы лимонита по пириту. Железные шляпы рудных месторождений образуются в основном благодаря разрушению пирита.

Месторождения. В СССР так называемые колчеданные месторождения пирита (и халькопирита) приурочены к толще метаморфизованных эффузивных и осадочных пород палеозойского возраста, вытянутой в виде полосы вдоль Уральского хребта почти на 800 км. Наиболее важными месторождениями являются Калатинское, Дегтярское, Комсомольское, Сибайское и Учалинское. За

границей: Рио-Тинто (Испания) — гидротермальное, Сулительма (Норвегия) — магматическое и др.

Применение. Пирит является важным сырьем для получения серной кислоты. При переработке могут быть также использованы примеси — Cu, Zn, Au, Se, а огарки от обжига как железная руда.

Марказит FeS_2 .

Сингония ромбическая. В отличие от пирита никогда не встречается в кубических кристаллах. Обычен в виде желваков, конкреций, почковидных, гребенчатых и копьевидных агрегатов

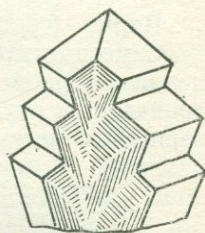
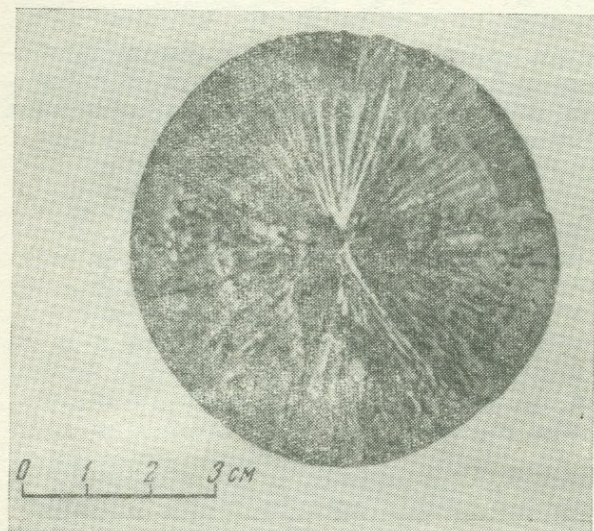


Рис. 102. Копьевидный кристалл марказита

Рис. 101. Конкреция марказита. Урал.

(рис. 101 и 102). Физические свойства те же, что и у пирита. Встречается гораздо реже.

Происхождение. Большей частью экзогенное. Марказит в небольших количествах широко распространен в угленосных породах, песчаных и глинистых отложениях, в зоне окисления рудных месторождений. Возможно и гидротермальное происхождение (низкотемпературное).

Самостоятельных месторождений не образует. Так же, как и пирит, является вредной примесью в углях и огнеупорных глинах, понижая огнеупорность последних.

Кобальтин (кобальтовый блеск) CoAsS (Co 35,4%; As 45,3%; S 19,3%).

Сингония кубическая. Кристаллы кубического или октаэдрического облика; агрегаты зернистые, плотные.

Цвет белый, стально-серый с характерным розоватым оттенком (важно для диагностики). Черта серо-черная. Блеск металлический. Спайность средняя. Твердость 5,5. Плотность 6,3.

Происхождение. Гидротермальное — встречается в жилах, с арсенопиритом FeAsS , арсенидами кобальта и никеля, халькопиритом CuFeS_2 , самородным серебром Ag , аргентитом Ag_2S , уранинитом UO_2 , сидеритом $\text{Fe}[\text{CO}_3]$, кальцитом $\text{Ca}[\text{CO}_3]$, а также в скарнах с глаукодом $(\text{Co}, \text{Fe}) \text{AsS}$, магнетитом FeFe_2O_4 и другими минералами. В зоне окисления неустойчив и переходит в эритрин $\text{Co}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ розового цвета.

Месторождения. В СССР: Дашкесанское в Закавказье — скарновое месторождение при наложении гидротермального процесса.

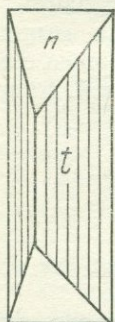


Рис. 103. Кристалл арсенопирита:
n (101), t (230)

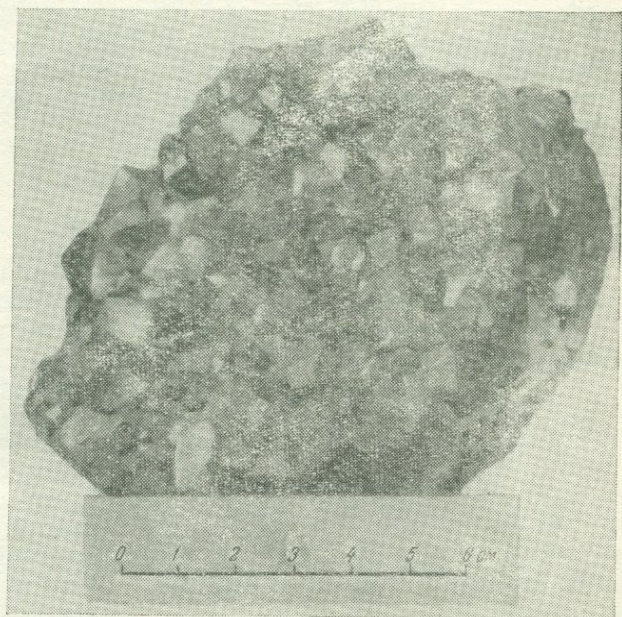


Рис. 104. Друза кристаллов арсенопирита

За границей: Кобальт (Канада), Скуттеруд (Норвегия), Бу-Азер (Марокко).

Применение. Кобальтин — важная руда на кобальт, который применяется в металлургии качественных сталей и в сплавах, а также как синяя краска для стекла и фарфора.

Арсенопирит (мышьяковый колчедан) FeAsS (Fe 34,3%; As 46,0%; S 19,7%).

Сингония моноклинная. Кристаллы призматические, иногда вытянутые, шестоватые (рис. 103), агрегаты плотные, зернистые (рис. 104).

Цвет оловянно-белый. Черта серовато-черная. Блеск металлический. Твердость 6. Спайность несовершенная. Хрупок. Плотность 6.

При скользящем ударе стальным предметом выбиваются искры, причем появляются характерный синеватый дымок и чесночный запах мышьяка.

Происхождение. В большинстве случаев гидротермальное (высоко- и среднетемпературное). Спутниками являются касситерит SnO_2 , вольфрамит $(\text{Fe}, \text{Mn}) [\text{WO}_4]$, сфалерит ZnS , галенит PbS , руды золота, серебра и меди. Возможно и контактово-метасоматическое (скарновое) происхождение. В поверхностных условиях арсенопирит переходит в землистый минерал грязно-зеленого цвета — скородит $\text{Fe}[\text{AsO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Месторождения. В СССР: на Урале — Кочкарское и Джетыгара (с золотом), в Средней Азии — Уч-Имчак, в Восточной Сибири — Дарасунское и Запокровское. За рубежом арсенопирит добывается в Швеции (Болиден) и некоторых других странах.

Применение. Арсенопирит — главнейшая руда на мышьяк. Последний используется в сельском хозяйстве для борьбы с вредителями и для протравы семян, а также в кожевенной, красочной и других отраслях промышленности.

Сложные сульфиды

Блеклые руды. Эта группа минералов представляет изоморфный ряд, близко отвечающий формуле $\text{Cu}_3(\text{Sb}, \text{As})\text{S}_3$.

Сингония кубическая. Тетраэдрит встречается в хорошо выраженных кристаллах — тетраэдрах (рис. 105), но чаще блеклые руды образуют сплошные массы и вкрапленники.

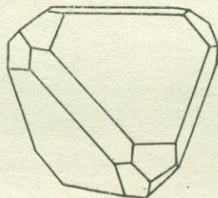
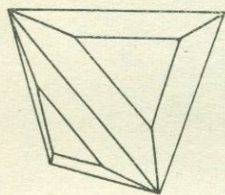


Рис. 105. Кристаллы блеклой руды

Цвет стально-серый до железо-черного; черта такая же. Блеск металлический, от побежалости тусклый. Спайности нет. Излом неровный. Твердость 3—4. Плотность 4,5—5,0.

Разновидности. Сурьмяная блеклая руда — тетраэдрит Cu_3SbS_3 и мышьяковая блеклая руда — теннантит Cu_3AsS_3 .

Происхождение. 1. Гидротермальное (среднетемпературное) — встречаются совместно с пиритом, халькопиритом, галенитом, самородным золотом, баритом, кальцитом и другими минералами. 2. Экзогенное — в зоне цементации сульфидных месторождений.

Самостоятельных месторождений не образуют; характерны для некоторых медных (Турьинские рудники) и золоторудных (Березовское, Дарасун) месторождений.

Применение. Блеклые руды вместе с другими медными минералами идут на выплавку меди.

Буланжерит $\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$.

Сингония моноклинная. Образует перистые, волокнистые и волосистые агрегаты и тонкозернистые массы.

Цвет свинцово-серый до железно-черного. Черта серовато-черная. Блеск металлический, в волокнистых агрегатах с шелковистым отливом. Твердость 2,5—3. Плотность 6,2.

Происхождение. Гидротермальное — встречается в жилах с галенитом, сфалеритом, антимонитом, блеклой рудой, арсенопиритом и карбонатами.

Месторождения. В СССР: в Забайкалье — Алгачинский, Кличинский, Зерентуйский и другие рудники.

Применение. Употребляется как свинцовая руда.

Контрольные вопросы

1. Какие минералы относятся к сульфидам? Их практическое значение.
2. Охарактеризуйте пирит. Какая форма кристаллов характерна для пирита?
3. В чем заключается отличие пирита от марказита?
4. По каким физическим свойствам определяется пирротин?
5. Напишите формулу пентландита. Его происхождение, месторождения и значение.
6. Какие свойства характерны для арсенопирита? Его практическое значение.
7. Назовите синонимы минералов: пирита, арсенопирита, халькопирита, сфалерита, галенита, молибденита, висмутита, кобальтина, антимонита.
8. Напишите формулы кобальтина, молибденита, висмутита.
9. По каким признакам определяется молибденит? Его происхождение и месторождения.
10. Каково происхождение халькозина и ковеллина? Их химический состав.
11. В чем отличие пирита от халькопирита?
12. Какие минералы образуются за счет разрушения халькопирита?
13. Назовите главные месторождения медных руд в СССР.
14. Перечислите сульфиды, содержащие медь.
15. Что характерно для борнита?
16. Охарактеризуйте сульфиды свинца и цинка.
17. Какой блеск имеют халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит, киноварь?
18. С какими сульфидами совместно встречается галенит?
19. Какие изоморфные примеси возможны в сфалерите? Практическое значение сфалерита.
20. Какие руды называются полиметаллическими?
21. Назовите главные районы распространения полиметаллических руд в СССР.
22. Какую спайность имеют галенит, пирит, молибденит?
23. Какие признаки характерны для реальгара и аурипигмента? Происхождение этих минералов.
24. Какой минерал содержит висмут?
25. Из какого минерала добывается сурьма?
26. Каковы формы кристаллов и характерные свойства антимонита?
27. С какими минералами и где встречается антимонит?
28. По каким признакам легко узнать киноварь? Ее происхождение, месторождения и значение.

ГАЛОИДНЫЕ СОЕДИНЕНИЯ (ГАЛОГЕНИДЫ)

К этому классу относятся фтористые хлористые и очень редкие бромистые и иодистые соединения. Фтористые соединения, или фториды, большей частью генетически связаны с магматическими

ской деятельностью, они являются возгонами вулканов или продуктами гидротермальных процессов, иногда имеют осадочное происхождение. Хлористые соединения, или хлориды Na, K и Mg, преимущественно являются химическими осадками морей и озер и главными минералами соляных толщ и месторождений. Некоторые галогенные соединения образуются в зоне окисления сульфидных (медных, свинцовых и других) месторождений. Ниже рассмотрены только практически наиболее важные фториды и хлориды.

Фториды

Флюорит (плавиковый шпат) CaF_2 . Название происходит от слова «флюор» — течь, так как минерал легко плавится и используется как пламень.

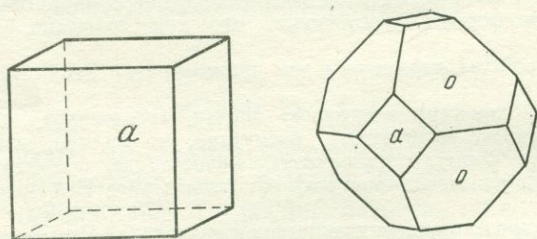


Рис. 106. Кристаллы флюорита: a (100), o (111)

Сингония кубическая. Кристаллы имеют вид кубиков (рис. 106), нередко образуют красивые друзы; также сплошной, жилковатый, натечного вида (рис. 107). Цвет большей частью фиолетовый, зеленый и белый.

Один и тот же образец в разных частях может быть различно окрашен, т. е. бывает полихромным. Спайность совершенная по октаэдру (111). В природе эта форма встречается редко, но ее можно легко выколоть из кубического кристалла. Блеск стеклянный. Твердость 4. Плотность 3,18.

В катодных лучах флюорит светится фиолетовым цветом (флюоресценция). Некоторые разности светятся от нагревания (термолюминесценция).

Разновидности. Оптический флюорит — прозрачные бесцветные разности флюорита; ратовкит — землистый, бледно-фиолетовый нечистый флюорит, встречающийся в мергелистых породах и доломитизированных известняках.

Происхождение. Гидротермальное, промышленные месторождения обычно низкотемпературные. Реже — пневматолитовое в грейзенах. Ратовкит — осадочного происхождения. Спутниками флюорита в кварцевых жилах являются барит, кальцит, сульфиды Pb, Zn, Sb и других металлов, в грейзенах — мусковит, топаз, турмалин, вольфрамит и касситерит.

Месторождения. В СССР: в Забайкалье—Калангуйское, Гарсонуйское в Средней Азии—Аурахматское и др., в Архангельской области—Амдерминское. За границей: рудники Бэрх, Дзунцаган-Дэль и другие в МНР, в США (штаты Кентукки и Иллинойс) и в других странах.

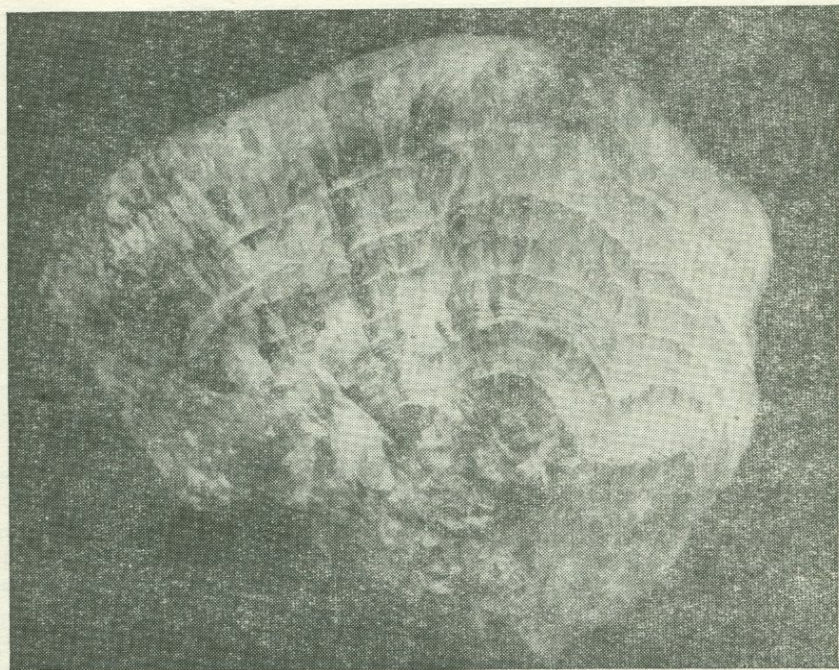


Рис. 107. Флюорит натечного вида. Калангуйское месторождение, Забайкалье

Применение. Основная масса флюорита употребляется как пламень при производстве алюминия, а также как источник различных фтористых соединений. Оптический флюорит — ценное оптическое сырье.

Хлориды

Галит (каменная соль) NaCl .

Сильвин KCl .

Сингония галита и сильвина кубическая. Кристаллы в виде кубов; обычно образуют сплошные, плотные зернистые массы, реже корочки, налеты, выцветы.

Цвет белый, серый, часто бесцветны; прозрачны или просвечивают. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по кубу. Твердость и плотность около 2. Оба минерала легко растворимы в воде.

Различие: по вкусу — галит соленый, сильвин — горько-соленый. Иногда цвет сильвина красноватый или голубоватый от механических примесей Fe_2O_3 и других веществ.

Происхождение. Галит и сильвин являются типичными химическими осадками морей и озер. Образуются в усыхающих соленосных озерах и мелководных лагунах, отделенных от моря перемычками (барами). Их спутниками являются: гипс, ангидрит, карналлит и другие галоиды и сульфаты. В небольших количествах галит и сильвин встречаются как выцветы почв и как возгоны при вулканической деятельности.

Под давлением вышележащих пород соль становится пластичной и может выдавливаться и прорывать эти породы, образуя соляные купола и штоки.

Известны две разновидности галита: каменная соль, образовавшаяся в прежние геологические периоды в виде пластов и штоков в горных породах, и самосадочная соль, образующаяся в настоящее время на дне водных бассейнов в районах сухого и жаркого климата.

Месторождения. В СССР: Артемовское (Донбасс), Солотвино (Закарпатье), месторождения типа соляных куполов около Илецкой Защиты (Западный Казахстан), Нордвик (Якутия), современные самосадочные озера Эльтон и Баскунчак в Нижнем Поволжье, соляные источники Усоля-Сибирского в Иркутской области и др. Соликамское на Урале — крупнейшее в мире, представлено кроме галита солями калия и магнезия. Крупным месторождением калийных солей является Старобинское месторождение в Белоруссии (г. Солигорск). За границей: Стассфуртское в ГДР — крупнейшее калиевое месторождение, отличающееся от Соликамского преобладанием сульфатов над галоидами, Величка в Польше около Кракова, а также месторождения в Северной Индии, Египте и южных штатах США.

Применение. Галит является важнейшим пищевым продуктом и основным сырьем химической промышленности, идет для получения HCl , соды, хлора, NaOH и т. д. Сильвин — сырье для калийных удобрений и различных калиевых препаратов.

Карналлит $\text{MgCl}_2 \cdot \text{KCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

Сингония ромбическая. Встречается в сплошных зернистых массах.

Цвет белый, розовый и красный от включений Fe_2O_3 . Твердость 1—2. Плотность 1,6. Вкус горький. Легко растворяется в воде; на влажном воздухе расплывается. При нагревании на стекле растворяется в собственной кристаллизационной воде.

Происхождение и спутники карналлита такие же, как у галита и сильвина. Он выпадает из раствора одним из последних и поэтому характеризует самые верхние горизонты соляных месторождений. Чередование слоев снизу вверх идет в следующей последовательности: гипс, ангидрит, галит, сильвин, карналлит.

Месторождения. В СССР: Соликамское (Урал), Старобинское (г. Солигорск, Белоруссия), Калуш (Закарпатье). За границей: Стассфуртское (ГДР).

Применение. Карналлит служит источником для получения металлического магния и калийных удобрений.

Контрольные вопросы

1. Какую форму и спайность имеют кристаллы флюорита?
2. Какого цвета может быть флюорит?
3. Каково происхождение флюорита? Где находятся его месторождения?
4. Охарактеризуйте галит.
5. По каким признакам отличается галит от сильвина?
6. Каково происхождение галита?
7. Где находятся главнейшие месторождения галита, сильвина и карналлита? Практическое значение этих минералов.

ОКИСЛЫ (ОКСИДЫ)

Оксиды — соединения элементов с кислородом, в гидроокислах присутствует также вода. В земной коре на долю оксидов и гидроокислов приходится около 17%, из них на долю кремнезема (SiO_2) около 12,5%.

Наиболее распространенными минералами этой группы являются оксиды кремния, алюминия, железа, марганца и титана.

В кристаллических структурах минералов класса оксидов катионы металлов находятся в окружении анионов кислорода O^{2-} (в оксидах) или гидроксидов $[\text{OH}]^{1-}$ (в гидроокислах). Среди оксидов можно выделить простые оксиды, в которых отношения между катионами и анионами изменяются в пределах от 2 : 1 до 1 : 2 (R_2O , R_2O_3 , RO_2) и сложные оксиды, для которых характерны двойные соединения типа $\text{RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3$.

Гидроокислы представляют собой соединения металлов с гидроксидом $[\text{OH}]^{1-}$, кислородом O^{2-} или только с гидроксидом. Условно к группе гидроокислов нами отнесен также опал — типичный аморфный минерал, представляющий твердый гидрогель.

Происхождение минералов класса оксидов различное — магматическое, пегматитовое, гидротермальное, но большинство оксидов образовалось в результате экзогенных процессов в верхних частях литосферы. Многие эндогенные минералы при выветривании разрушаются и переходят в оксиды и гидроокислы, как более устойчивые соединения в условиях поверхности; большую роль при этом играет коллоидное минералообразование. Будучи устойчивыми, многие оксиды накапливаются в россыпях (касситерит, магнетит и др.).

Физические свойства оксидов различны: для большинства из них характерна высокая твердость. Минералы класса оксидов имеют большое практическое значение.

Простые окислы

Куприт Cu_2O (Cu 88,8%).

Сингония кубическая. Кристаллы мелкие, октаэдрического облика, реже кубы. Встречается главным образом в виде сплошных зернистых масс. Порошковатые и землистые скопления куприта иногда в смеси с гидроокислами железа называются кирпичной рудой.

Цвет красный, разных оттенков. Черта красная. Кристаллически-зернистые разновидности куприта имеют алмазный блеск. Твердость 3,4—5. Плотность 6.

Происхождение. Экзогенное — образуется в зоне окисления месторождений за счет сернистых соединений меди. Встречается совместно с самородной медью, малахитом, азуриком, лимонитом и другими вторичными минералами. При разрушении куприт переходит преимущественно в малахит, который образует по нему псевдоморфозы.

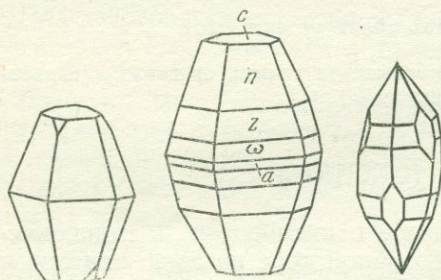


Рис. 108. Кристаллы корунда: c (0001), a (11 $\bar{2}$ 0), ω (14.14. $\bar{2}$ 8.3), z (22 $\bar{4}$ 1), n (22 $\bar{4}$ 3)

Месторождения. Встречается часто, но значительные скопления редки. В СССР известен в колчеданных месторождениях Урала.

Применение. Идет в плавку вместе с другими минералами меди.

Корунд Al_2O_3 . «Корундум» — старинное индийское название минерала.

Сингония тригональная. Кристаллы столбчатые боченковидной формы; представляют комбинации дитригональной призмы и нескольких дитригональных дипирамид, ромбоэдра и пинакоида (рис. 108). Кристаллы как бы вросшие в породу; крупные кристаллы нередко изогнуты. Встречается также в сплошных зернистых агрегатах.

Цвет синий, серовато-синий, серый. Блеск стеклянный, до алмазного. Спайности нет, излом неровный. Характерна высокая твердость, равная 9. Плотность 4.

Разновидности. Прозрачные разновидности синего цвета называются сапфирами, кроваво-красного — рубином (окраска от примеси Cr_2O_3). Наждак — сплошная зернистая корундовая порода серовато-черного цвета от тонкой примеси гематита, магнетита, шпинели и других минералов.

Происхождение. 1. Магматическое и пегматитовое в связи со щелочной магмой. 2. Контактново-метаморфическое в результате воздействия изверженных пород на известняк и бокситовые породы.

Месторождения. В СССР: корунд — в месторождении Семизбугу в Северо-Восточном Казахстане, корундово-полевошпатовые жилы — по р. Борзовке (синий корунд) в Кыштымском районе и в пегматитах Ильменских гор на Урале; наждак — в хлоритовых сланцах месторождения Косой Брод в Свердловской области, плотный зернистый красный корунд — в контактах месторождений Якутии.

За границей месторождения рубина и сапфира, имеющие мировое значение, находятся в Юго-Восточной Азии. Лучшие рубины добываются в Верхней Бирме (копи Могока и др.), они находятся в почвенном слое и в аллювии р. Иравади. Россыпи о. Шри-Ланка являются главным поставщиком сапфира. Рубин и сапфир добываются также в Таиланде и Индии. Крупные месторождения наждака известны в Честере (Массачусетс, США) и на о-вах Наксос и Самос в Эгейском море (Греция).

Применение. Корунд и наждак используются как абразивный материал, рубин и сапфир — драгоценные камни. В настоящее время цветные корунды в значительном количестве изготавливаются искусственно.

Гематит (красный железняк) Fe_2O_3 (Fe 70,0%). Название происходит от греческого слова «гема» — кровь.

Сингония тригональная. Цвет красный, темно-красный до черного. Черта вишнево-красная (характерный диагностический признак). Не магнитен. Блеск металлоидный. Твердость 5—6. Плотность 5,2.

Разновидности. По форме выделения и облику различают: 1) **ж е л е з н ы й б л е с к** — тонкочешуйчатые образования черного цвета. Сюда относятся кристаллы гематита (рис. 109) и различные яснокристаллические агрегаты: железная роза, железная слюда и др.; 2) **к р а с н ы й ж е л е з н я к** — плотные агрегаты красного цвета. Сюда относятся натечные образования с гладкой поверхностью — красная стеклянная голова, землистые, охристые массы и оолиты.

Происхождение. 1. Контактново-метасоматическое в скарновых зонах. 2. Гидротермальное (железный блеск) в жилах — красивые кристаллы и агрегаты. 3. Осадочное. 4. Метаморфическое — при метаморфизме осадочных железных руд (бурых железняков). В зоне окисления неустойчив и превращается в различные гидроокислы железа.

Месторождения. Крупнейшие месторождения гематита относятся к осадочно-метаморфическому типу. В СССР к этому типу относятся месторождения Кривого Рога и Курской магнитной аномалии (Яковлевское, Гостищевское, Лебединское, Михайловское и др.) — в железистых кварцитах докембрийского возраста (рис. 110). Крупное месторождение железистых кварцитов — Ко-

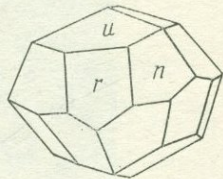


Рис. 109. Кристалл гематита:
 r ($10\bar{1}1$),
 u ($10\bar{1}4$), n ($22\bar{4}3$)

стомушское — осваивается в Карелии. За границей гематитовые руды в докембрийских метаморфических породах известны в районе Верхнего Озера в США, в Бразилии (Белу-Оризонти) и в Ин-



Рис. 110. Полированный штупф железистого кварцита из Кривого Рога. Уменьш. в 2 раза
Темное — гематит

дии (провинция Бихар). В Алжире стратиформное месторождение Уэнза приурочено к известнякам меловой системы.

Применение. Гематит является важнейшей железной рудой.

Арсенолит As_2O_3 (кубическая сингония).

Сенармонит Sb_2O_3 (кубическая сингония).

Валентинит Sb_2O_3 (ромбическая сингония).

Бисмит Bi_2O_3 (моноклинная сингония).

Перечисленные минералы являются редкими, образующимися в результате выветривания сульфидов As, Sb, Bi. Они трудны для диагностики и встречаются либо непосредственно на первичных минералах, либо вблизи них. Образуются землистые, порошковатые массы, налеты и корочки. Часто эти минералы называют охрами соответствующих металлов (сурьмяная охра, висмутовая охра).

Наиболее часто встречается сурьмяная охра (валентинит), имеющая желто-белый цвет. Сурьмяная охра развивается по антимониту, образуя сплошные массы и псевдоморфозы. Реже встре-

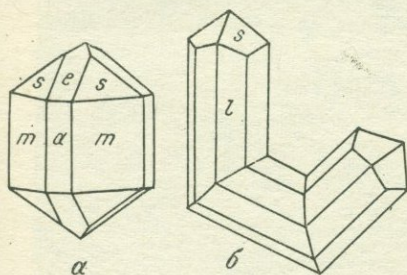


Рис. 111. Кристалл (а) и двойник (б) рутила: a (100); m (110), e (101), s (111), l (310)

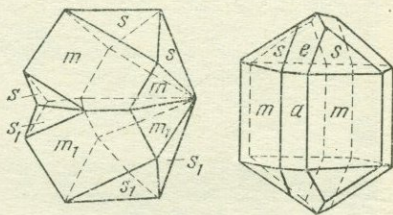


Рис. 112. Кристалл и двойник касситерита: a (100); m (110); e (101), s (111)

чается висмутовая охра (бисмит), развивающаяся по висмутсодержащим минералам, главным образом по висмутину. Она образует землистые или порошковатые скопления зеленоватого или соломенно-желтого цвета.

Эти минералы встречаются в зоне окисления соответствующих месторождений и имеют поисковое значение на сурьму и висмут.

Сурьмяные охры широко известны на месторождениях Средней Азии, висмутовые встречаются в Восточной Сибири.

Рутил TiO_2 . Название происходит от латинского слова «рутилус» — красноватый.

Сингония тетрагональная. Кристаллы призматические, исстрихованные вдоль, нередко игольчатые. Характерны коленчатые двойники и тройники (рис. 111).

Цвет коричнево-красный или темно-красный. Черта светлоресничная, желтая. Блеск металлический или алмазный. Твердость 6—6,5. Плотность 4,2.

Разновидности. С а г е н и т — игольчатый рутил в сетчатых агрегатах или в виде вросков в других минералах. Особенно часты нитевидные кристаллы рутила в кварце («волосатики»).

Происхождение. Магматогенное — в основных и щелочных изверженных породах. Метаморфическое — в гнейсах и сланцах. Гидротермальное — в кварцевых жилах и особенно жилах альпийского типа, где рутил образует отдельные кристаллы и друзы. Встречается в россыпях.

Месторождения. В СССР: на Урале, в частности, рутил и сагениит известны в россыпях по р. Каменке в Сысертском районе Свердловской области. За границей: в Норвегии, Швейцарских Альпах и на Мадагаскаре.

Применение. При значительных скоплениях является важной титановой рудой.

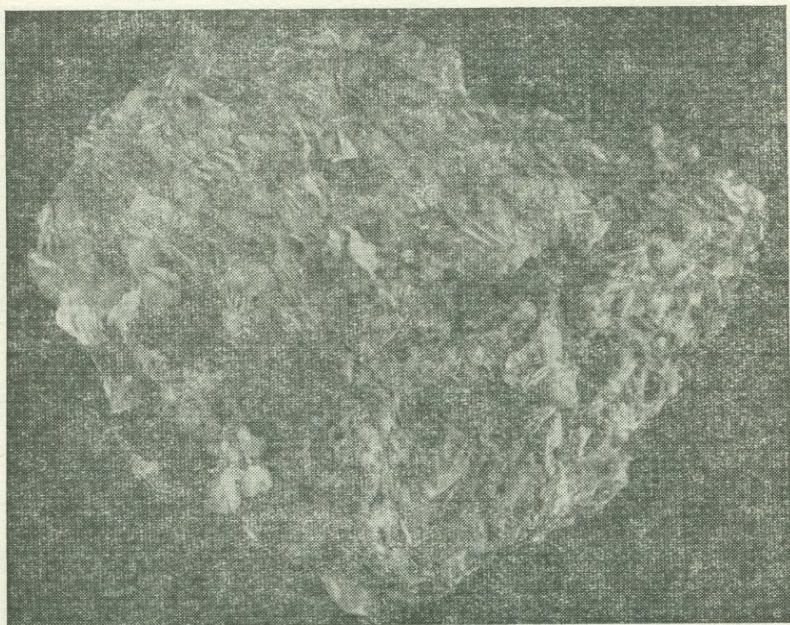


Рис. 113. Касситерит в грейзене. Восточный Саян. Уменьш. в 2 раза

Касситерит (оловянный камень) SnO_2 (Sn 78,8%). Содержит примеси Fe, Nb, Ta, W. Название происходит от греческого слова «касситерос» — олово.

Сингония тетрагональная. Кристаллы призматического вида, дипирамидального, изометрические, характерны двойники (рис. 112 и 114). Кристаллы обычно мелкие, но иногда достигают 5 см. Также встречается в виде вкрапленных зерен неправильной формы.

Цвет темно-коричневый, бурый до черного. Черта светло-коричневая. Блеск металловидный или алмазный. Твердость 6,5—7. Плотность 6,8—7,0. Труден для диагностики, особенно в мелких зернах.

Характерной реакцией для распознавания касситерита служит получение так называемого «оловянного зеркала». Зерно минерала кладут на цинковую пластинку и смачивают каплей HCl. В случае

касситерита грани зерна, лежащие на пластине, становятся светлыми за счет восстановления металлического олова. То же можно проделать, слабо нагревая касситерит в пробирке с небольшим количеством HCl в присутствии металлического цинка. После трения на сукне налет металлического олова становится блестящим.

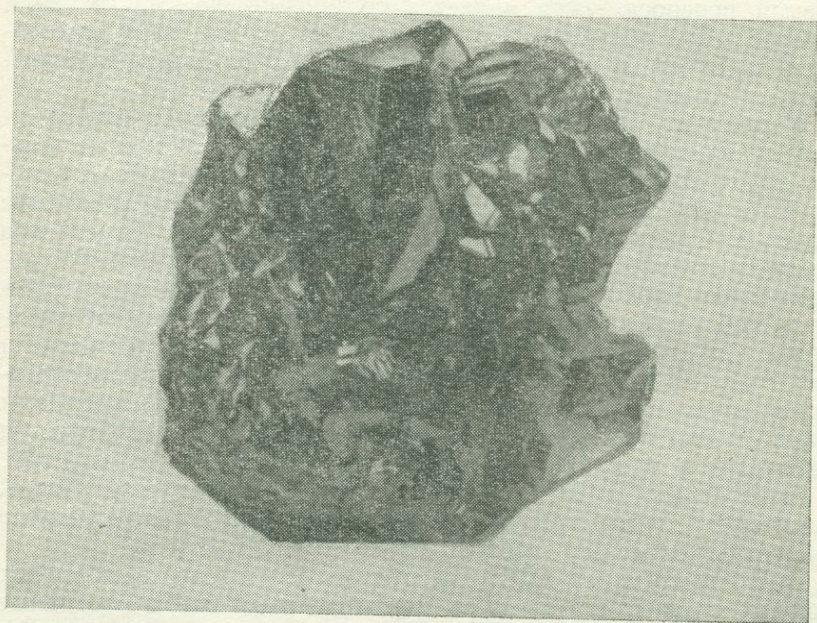
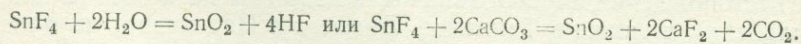


Рис. 114. Двойник касситерита из грейзена

Разновидности. Натечные скорлуповатые плотные формы касситерита бурого цвета, похожие на древесину, называются деревянистым оловом.

Происхождение. 1. Пневматолитовое — генетически связан с кислыми изверженными породами, встречаются в грейзенизированных и альбитизированных пегматитах, где нередко образует богатые, но небольшие гнезда, и в грейзенах в связи с высокотемпературными жилами (рис. 113 и 114). Предполагается, что образование такого касситерита происходит по следующей схеме:



2. Гидротермальное — при этом различают две промышленные формации: касситерит-кварцевую и касситерит-силикатно-сульфидную, представленные жильными образованиями.

Встречается в парагенетической ассоциации со следующими минералами: в пегматитах с мусковитом, кварцем, альбитом, колумбитом; в грейзенах с кварцем, топазом, полевым шпатом, флюоритом, турмалином; в кварцевых жилах с вольфрамитом, молибденитом, пирротинном, пиритом, халькопиритом, хлоритом.

Проф. В. Л. Барсуковым показано, что наиболее вероятной формой переноса олова является соединение $\text{Na}_2[\text{Sn}(\text{OH}, \text{F})_6]$, которое может объяснить его миграцию на значительные расстояния и характерный парагенезис с фторсодержащими минералами — слюдами, топазом, флюоритом и другими.

Касситерит устойчив в условиях выветривания, благодаря чему скапливается в россыпях, откуда и добывается в значительном количестве. Следует обратить внимание на характерные типоморфные особенности касситерита, имеющие большое поисковое значение. Облик кристаллов из пегматитовых жил и грейзенов преимущественно дипирамидальный, в кварцевых жилах (гидротермальное происхождение) — призматический. Высокотемпературные образцы касситерита из пегматитовых жил содержат акцессорные примеси ниобия, индия, иногда тантала и бериллия и имеют черный цвет; более низкотемпературный касситерит гидротермального происхождения содержит примесь вольфрама и обычно имеет бурый цвет. Таким образом, если мы обнаружили касситерит в шлихах, то, проведя минералогическое изучение и спектральный анализ, можно узнать, происходит ли данный касситерит из пегматитовых или кварцевых жил и соответственно направить поисковые работы.

Месторождения. В СССР касситерит сосредоточен в восточных районах страны, где имеются как коренные, так и россыпные месторождения. На Северо-Востоке месторождения касситерита известны в Центрально-Янском районе Якутии, в Магаданской области и Чукотском автономном округе (Эге-Хая, Валькумей и др. — касситерит-силикатно-сульфидная формация, Иультинское, Кестер — касситерит-кварцевая формация), а также в Приморском крае (Дальнее, Хрустальное и др. — касситерит-кварцевой формации) и Хабаровском крае (Солнечное, Перевальное и др. — касситерит-кварцевая формация). Касситерит встречается в Восточном Саяне, Забайкалье (Ононское, Хапчеранга, Этыка) и в Киргизии. Как акцессорный минерал касситерит известен в гранитах Коростеньского плутона на Украине.

За границей крупные коренные месторождения находятся в Бразилии (сульфидные жилы); россыпные аллювиальные и элювиальные месторождения мирового значения известны на п-ове Малакка (Малайзия), а также в Таиланде, Бирме и в Индонезии, на о-вах Банка и Биллитон.

Применение. Касситерит является важнейшей рудой на олово.

Олово применяется в легкоплавких сплавах с Cu, Zn и Pb, для лужения, получения белой жести и др.

Пиролоюзит MnO_2 (Mn 63,2%). Название в переводе с греческого означает «смывающий огонь», так как этот минерал употребляется для обесцвечивания стекла.

Сингония тетрагональная. Обычно распространен в сплошных кристаллических или скрытокристаллических землистых массах, иногда в виде радиальнолучистых игольчатых агрегатов, а также оолитов.

Цвет и черта черные. Блеск металлический. Твердость различная — от 2 у рыхлых и землистых разновидностей до 5—6 у кристаллических. Плотность 4,7—5,0.

Пиролоюзит является широко распространенным минералом.

Происхождение. Экзогенное — образуется в зоне выветривания за счет различных минералов и пород, содержащих марганец. Пиролоюзит встречается совместно с манганитом, псиломеланом, вадом, лимонитом.

Месторождения. В СССР: Чиатурское в Грузии и Никопольское на Украине — осадочные месторождения. За границей: в Индии, Африке (Гана) и в Бразилии.

Применение. Важнейшая руда на марганец. В металлургии марганец употребляется как добавка к стали, он придает ей твердость, вязкость и ковкость.

Уранинит (урановая смоляная руда, урановая смолка) UO_2 (U 50—65%). Содержит также Th, Ra, Pb, He.

Сингония кубическая. В кристаллах встречается редко, обычно образует натечные почковидные и плотные сплошные массы.

Цвет черный, буровато-серый, черта коричнево-черная. Блеск полуметаллический, смолистый. Твердость 5,5—6. Плотность 8—10. Сильно радиоактивен. Этим свойством пользуются для определения абсолютного возраста минералов и пород, в которых он заключен (см. с. 361).

Происхождение. 1. Пегматитовое — встречается в пегматитовых жилах в ассоциации с полевым шпатом, ортитом, цирконом и монацитом. Месторождения пегматитового типа не имеют большого значения. 2. Гидротермальное — встречается совместно с сернистыми и мышьяковистыми минералами кобальта, никеля, висмута и серебра, с пиритом, халькопиритом, галенитом, баритом, флюоритом и карбонатами. Гидротермальные месторождения являются важнейшими в практическом отношении. 3. Образуется также и осадочным путем в связи с органическими веществами (например, с углем).

В зоне окисления неустойчив и переходит в землистые разновидности и многочисленные вторичные минералы (урановые слюдки и др.).

Месторождения. В качестве примеров можно назвать месторождения Большого Медвежьего Озера и Гуннар в Канаде, Шинколобве в Заире, Пшибрам (гидротермальное) и Гамар (осадочное, в меловых отложениях) в Чехословакии. Огромный горнорудный комплекс по добыче урана находится в Намибии (карьер Россинг),

крупные месторождения уранинита известны на севере Бразилии. В СССР уранинит известен на Украине и в Средней Азии.

Применение. Значение уранинита исключительно велико — это важнейшая руда на уран и радий. Уран является основным сырьем для получения атомной энергии. В настоящее время мировая ядерная энергетика ежегодно потребляет 4000 т обогащенного урана.

Кварц SiO_2 .

Сингония тригональная. Вид симметрии L_33L_2 . При обычных давлениях известно несколько полиморфных модификаций кремнезема, из которых наиболее распространенной является низкотемпературная, устойчивая ниже 575°C — β -кварц (табл. 6).

Т а б л и ц а 6

Полиморфные модификации кремнезема	Температура устойчивости, $^\circ\text{C}$	Сингония
Низкотемпературный кварц (β -кварц)	Менее 575°	Тригональная
Высокотемпературный кварц (α -кварц)	$575-870^\circ$	Гексагональная
тридимит	$870-1470^\circ$	Гексагональная
кристобалит	$1470-1710^\circ$	Кубическая
Выше 1710° наступает плавление (жидкая SiO_2)		

Кроме того, известны, полученные искусственно при высоких давлениях полиморфные модификации SiO_2 : коэсит (плотность 2,93, моноклинной сингонии) и стишовит (плотность 4,35, тетрагональной сингонии.) Коэсит и стишовит были обнаружены впоследствии в метеорном кратере (Аризона, США).

Высокотемпературный кварц характерен для магматических излившихся пород, имеет вид гексагональных дипирамид, иногда со слабо развитой гексагональной призмой. Низкотемпературный кварц образует по нему параморфозы. Все, что будет сказано ниже, касается низкотемпературного кварца, или просто кварца.

Структуру кварца можно себе представить, если поместить ион Si^{4+} в центре правильного тетраэдра, в вершины которого поместить ионы O^{2-} . Ион кремния будет находиться в тетраэдрическом окружении ионов кислорода. Каждый ион кислорода одновременно связан с двумя ионами кремния, т. е. каждая вершина одного тетраэдра является и вершиной другого тетраэдра. В результате образуется прочная структура каркасного типа.

Кварц нередко встречается в прекрасно образованных кристаллах, иногда образующих крупные друзы (рис. 115). Кристаллы удлиненные, призматического вида. Из простых форм обычны грани призмы, ромбоэдра, тригональной дипирамиды и тригонального трапецоэдра. Характерна горизонтальная штриховка на гранях призмы. Нередко на более ранние длиннопризма-

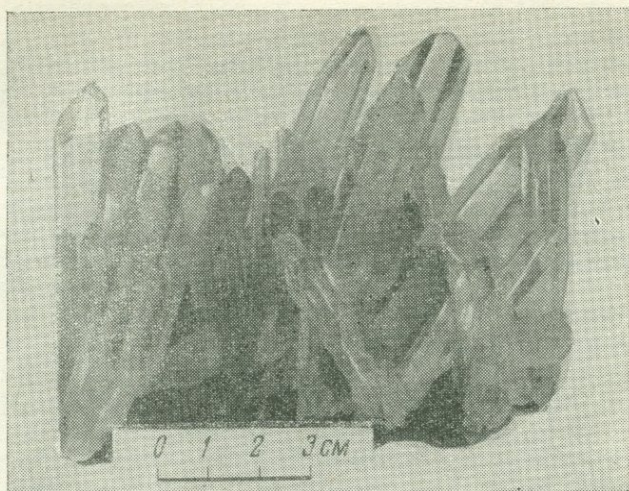


Рис. 115. Друза горного хрусталя

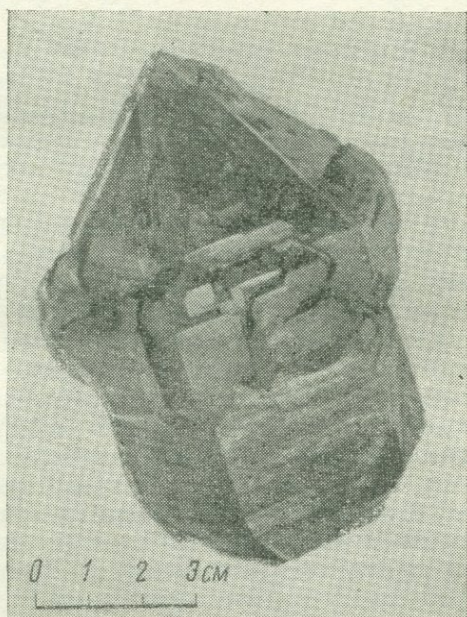


Рис. 116. Скипетровидный дымчатый кварц.
Алтай

тические кристаллы нарастают короткопризматические дипирамидальные кристаллы более позднего кварца. Это ведет к образованию так называемых «скипетровидных» кристаллов (рис. 116). Размер кристаллов различен, встречаются кристаллы массой по 10 т.

По положению трапеоэдра различают «правые» и «левые» кристаллы кварца (рис. 117). Обычно образует двойники, часто двойники прорастания. Это свойство сильно затрудняет получение пьезокристаллов. Агрегаты кварца разнообразны: друзы, сплошные зернистые массы, вкрапленники и т. д.

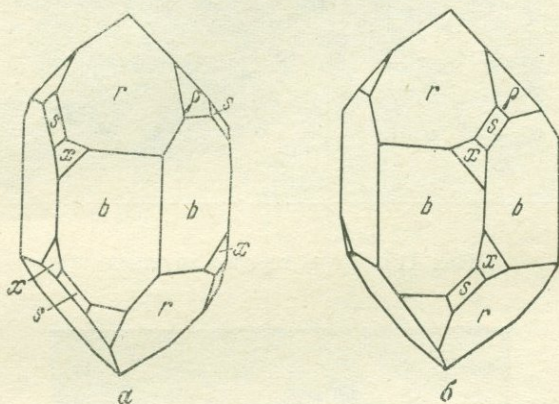


Рис. 117. Левый (а) и правый (б) кристаллы кварца:
b — гексагональная призма, *r* — положительный ромбоэдр,
p — отрицательный ромбоэдр, *s* — тригональная дипира-
 мида, *x* — тригональный трапеоэдр

Цвет кварца белый, серый и других оттенков. Блеск стеклянный. Спайности нет. Излом раковистый. Твердость 7. Плотность 2,65. Обладает пьезоэлектрическими свойствами. Пропускает ультрафиолетовые лучи. В настоящее время известен способ получения пьезокристаллов кварца искусственным путем.

Разновидности. По цвету выделяют следующие разновидности кварца: **горный хрусталь** — водяно-прозрачный, обычно образует хорошие кристаллы, встречается в низкотемпературных жилах альпийского типа и некоторых пегматитах; **аметист** — фиолетового цвета, низкотемпературный, гидротермальный; **розовый кварц** — бледно-розового цвета, характерен для центральных частей некоторых пегматитовых жил; **дымчатый кварц** (раухтопаз) — дымчатого, буроватого цвета, прозрачный, образуется в низкотемпературных гидротермальных жилах; **морион** — черный кварц, встречается в пегматитовых жилах и пневматолитах совместно с ортоклазом, альбитом, топазом, бериллом.

От механической примеси актинолита кварц может быть зеленым (празем); благодаря вроскам слюды и гематита становится

золотистым или красно-бурым с характерным металлоидным отливом (а в а н т ю р и н).

Происхождение кварца различное. Кварц магматического происхождения выделяется в виде неправильных зерен, например в гранитах. В пегматитах наряду с полевым шпатом он является главным породообразующим минералом. При гидротермальном минералообразовании кварц — главнейший жильный минерал, вмещающий различные рудные минералы. Кварц образуется также в результате других процессов, связанных с магматической деятельностью, а также может быть экзогенным, выделяясь, например, в виде друз среди осадочных пород.

Кварц — стойкий минерал по отношению к выветриванию, химически он не разлагается. Механическое разрушение содержащих кварц пород приводит к накоплению его в россыпях и к образованию кварцевых песков. При метаморфизме последние переходят в плотные породы — кварциты.

Кварц встречается в природе совместно с очень многими минералами. Легче, пожалуй, отметить минералы, с которыми он совместно не образуется: это нефелин и некоторые другие минералы бескварцевых, бедных кремнекислотой магматических горных пород.

Все сказанное относится к кристаллическим разновидностям кремнезема.

Скрытокристаллические разновидности кремнезема объединяются под общим названием х а л ц е д о н а. Они образуют натечные формы (рис. 118), желваки, корочки, выполняют пустоты и т. д. Халцедон непрозрачен, но обычно просвечивает. Блеск восковой, матовый. Наиболее распространен халцедон серого или голубовато-серого цвета.

Многочисленные разновидности халцедона различаются по цвету, рисунку, слоению. Среди прозрачных или просвечивающих равномерно окрашенных разновидностей можно отметить с е р д о л и к — красный, оранжевый. Полосатые разновидности халцедона носят название а г а т о в (рис. 119); а если чередуются черные и белые слои — о н и к с о в. Плотная нечистая халцедоновая порода, значительную часть которой составляют примеси и красящие вещества, называется я ш м о й; окраска яшм самая разнообразная. Халцедон, сильно загрязненный примесями песка и глины, называется к р е м н е м.

Происхождение халцедона главным образом связано с гидротермальным процессом, сопровождающим вулканическую деятельность. Халцедон и его разновидности — агаты, сердолики и др. — выделяются в трещинах и пустотах застывших лав, встречаются в виде миндалин во многих эффузивных породах, например в сибирских траппах. Халцедон экзогенного происхождения представлен желваками кремня в толщах осадочных пород.

Месторождения. В СССР: горный хрусталь известен в пегматитах Волины, на Урале, на Памире и на Алдане; аметист — на

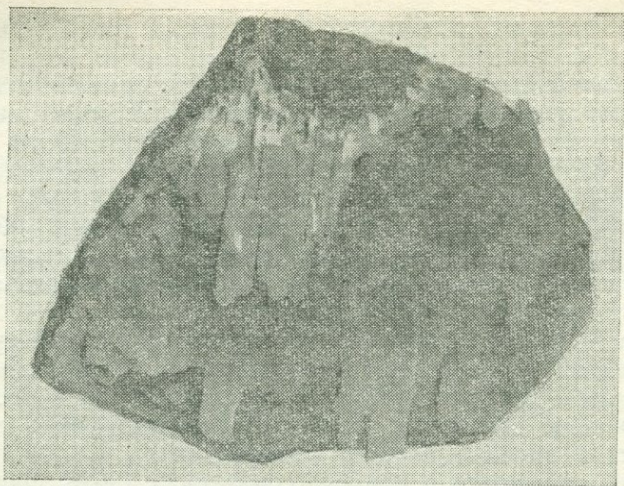


Рис. 118. Натечные формы халцедона

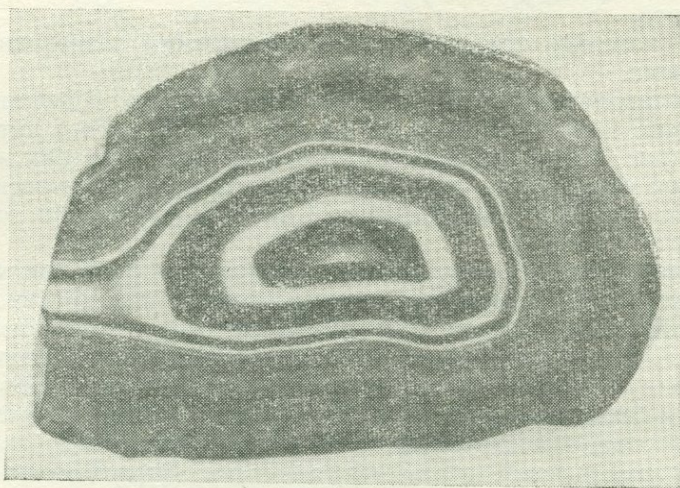


Рис. 119. Агат

Северном Урале в Ангаро-Илимском и Ангаро-Катском районах на юге Сибирской платформы, сердолик и другие разновидности халцедона — в гальке рек бассейнов Вилюя и Нижней Тунгуски; месторождения технического агата — в Грузии (Ахалцыхское) и Якутии; лучшие в мире яшмы — на Южном Урале и Алтае (особенно ценятся за красивый рисунок орские яшмы); чистые кварцевые пески — в Московской (Люберецкое), Владимирской (Гусь-

Хрустальный) и других областях. За границей: месторождения горного хрусталя имеются в Швейцарских Альпах, в Бразилии, на Мадагаскаре; аметиста — в Уругвае.

Применение. Горный хрусталь (пьезокварц) применяется в радиотехнике и оптике. Аметист, дымчатый кварц, халцедоны, агаты, яшмы и другие разновидности халцедона употребляются в ювелирном деле как драгоценные и поделочные камни. Агат находит применение также в точной механике и для изготовления ступок и пестиков. Чистые кварцевые пески используются в стекольной промышленности; песчаники и кварциты — как строительный материал.

Сложные окислы

Шпинель $MgAl_2O_4$. Магний частично или полностью замещается Zn , Fe^{2+} , Mn^{2+} , алюминий — Fe^{3+} , Mn^{3+} , Cr^* .

Сингония кубическая. Встречается в виде кристаллов и зерен, вкрапленных в породу. Кристаллы — октаэдры, реже другие формы. Часты двойники по «шпинелевому закону» — срастание по октаэдру.

Цвет голубой, синий, розовый, красный, зеленый, коричневый до черного. Блеск стеклянный. Твердость 8. Плотность 3,6.

Разновидности. Герцинит $FeAl_2O_4$ — черного цвета, плеонаст — $(Mg, Fe)Al_2O_4$ — темно-бурого или черного цвета.

Происхождение. Контактво-метасоматическое — обычно находится в мраморизованных известняках и особенно в доломитах, на которые воздействовали магматические эманации. Парагенезис: магнетит, гранат, флогопит, пироксены, скаполит. Встречается также в кристаллических сланцах и гнейсах, изредка в ультраосновных породах.

Месторождения. В СССР: в Шишимских и Назямских горах на Южном Урале, во флогопитовом месторождении Слюдянка в Южном Прибайкалье (голубая шпинель), в Алданских месторождениях флогопита (черная шпинель), благородная (красная) шпинель (лал) известна на Памире. За границей: крупнейшие месторождения красной и розовой шпинели находятся в Северной Бирме, где она добывается попутно с рубинами, известна она также в россыпях на о-ве Шри Ланка и в Таиланде.

Применение. Практическое значение имеют прозрачные красиво окрашенные кристаллы, носящие название благородной шпинели; они употребляются как драгоценные камни.

Магнетит (магнитный железняк) $FeFe_2O_4$ (Fe 72,4%).

Сингония кубическая. Кристаллы встречаются в хорошо выраженных октаэдрах; агрегаты сплошные, зернистые.

Цвет железо-черный. Черта черная. Блеск металлический. Твердость 5,5—6. Плотность 5,0—5,2. Магнетит легко узнается по сильным магнитным свойствам.

* Минералы указанного состава обычно объединяются в группу шпинелидов. Кроме шпинели, к ним относятся магнетит, магномагнетит и хромит.

Разновидности. 1. Титаномagnetит — магнетит с содержанием TiO_2 до нескольких процентов; также содержит ванадий. 2. Магномagnetит $(\text{Fe}, \text{Mg}) \text{Fe}_2\text{O}_4$.

Происхождение магнетита различное. 1. Магматическое — в связи с основными и редко кислыми породами. 2. Скарновое. 3. Гидротермальное. 4. Метаморфическое, связанное с метаморфизмом первичноосадочных руд (бурых железняков). Встречается также в пегматитовых жилах, в хлоритовых и тальковых сланцах, но практического значения в этих случаях не имеет (рис. 120).

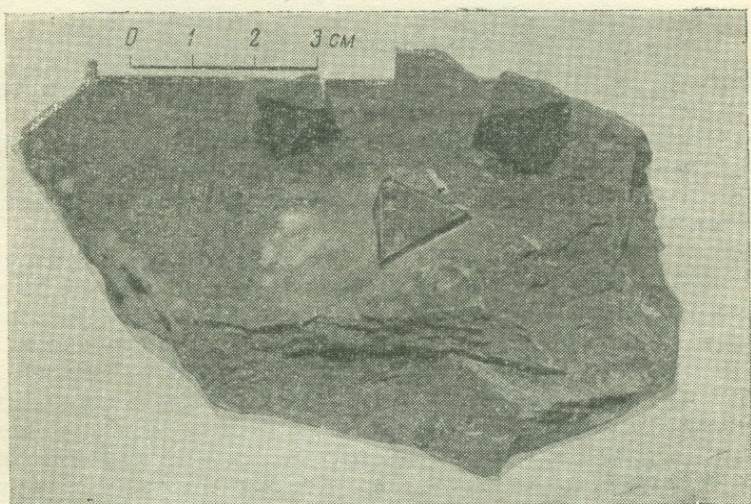


Рис. 120. Магнетит в тальково-хлоритовом сланце; хорошо видна октаэдрическая форма кристаллов. Шабровское месторождение тальковых пород, Урал

При окислении магнетит переходит сначала в мартит (псевдоморфозы гематита по магнетиту), затем в различные гидроокислы железа. Часто встречается в россыпях и при промывке придает шлиху черный цвет.

Месторождения. Магматическое происхождение имеют Качканарское магнетитовое, Кусинское, Нижне-Тагильское и Первоуральское титаномagnetитовые месторождения (Урал), а также шведские Кируна и Гелливар.

Большое значение имеют скарновые месторождения магнетита, например, гора Магнитная (г. Магнитогорск), Дашкесан (Азербайджан), Таштагол, Шерегеш, Тейское (Горная Шория) и др. В настоящее время освоены или осваиваются крупные контактово-метасоматические месторождения в Кустанайской области: Соколовское (рис. 121), Сарбайское, Куржункульское и Качарское, а также в Южной Якутии (Таежное, Сивагли).

К гидротермальным месторождениям, связанным с траппами, относятся Коршуновское, Рудногорское и другие, образующие группу Ангара-Илимских месторождений в Иркутской области. Руды представлены магнетитом, нередко имеющим оолитовое строение. Примером метаморфических месторождений являются Кривой Рог и месторождения Курской магнитной аномалии. Аналогичные месторождения, но меньшего размера известны в США и в Индии.

Применение. Так же, как и гематит, является важнейшей рудой на железо. Титаномагнетиты служат рудой на ванадий.

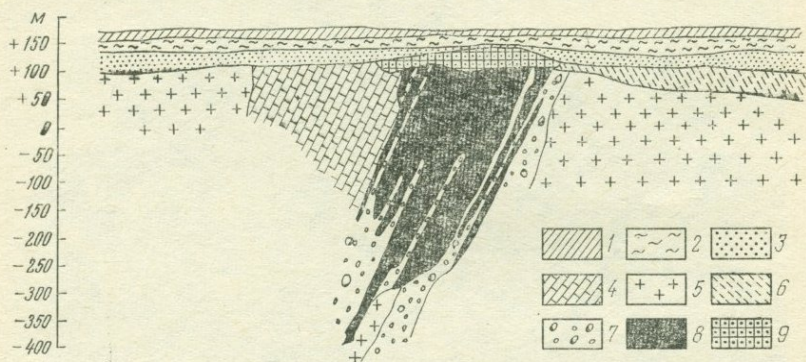


Рис. 121. Геологический разрез участка Соколовского железорудного месторождения. Кустанайская область.

1 — четвертичные и неогеновые отложения; 2 — палеогеновые глины и опоки; 3 — палеогеновые пески; 4 — известняки; 5 — изверженные породы; 6 — кора выветривания; 7 — роговики и скарны; 8 — магнетитовые руды; 9 — окисленные руды

Хромит (хромистый железняк) FeCr_2O_4 (FeO 32,0%; Cr_2O_3 68,0%).

Сингония кубическая. Обычно массивный, в зернистых агрегатах.

Цвет черный. Черта бурая (важно для диагностики). Блеск металловидный. Твердость 5,5. Плотность 4,5—4,8.

Происхождение. Исключительно магматическое — в связи с ультраосновными горными породами, образует вкрапленность, шлировые выделения или залежи в дунитах, перидотитах и серпентинитах (рис. 122). Парагенезис: серпентин, оливин, магнетит, уваровит, платина, хромовый хлорит и др.

Месторождения. В СССР: на Северном Урале—Сарановское, на Южном Урале — Донская группа месторождений Актюбинской области — Алмаз-Жемчужина, Миллионное, 20 лет Казахской ССР и др. За границей: в Южной Африке, Турции, Индии на Филиппинах и на о-вах Куба и Новая Каледония.

Применение. Хромит — единственная руда на хром. В металлургии хром употребляется как добавка к сталям, что придает

им вязкость, повышает твердость и антикоррозионные свойства. Бедные хромовые руды используются в металлургии как огнеупорный материал.

Ильменит (титанистый железняк) FeTiO_3 (Fe 36,8%; Ti 31,6%). Название происходит от Ильменских гор на Урале.

Сингония тригональная. Кристаллы толстотаблитчатые, пластинчатые, встречается обычно в виде неправильных вкрапленников.

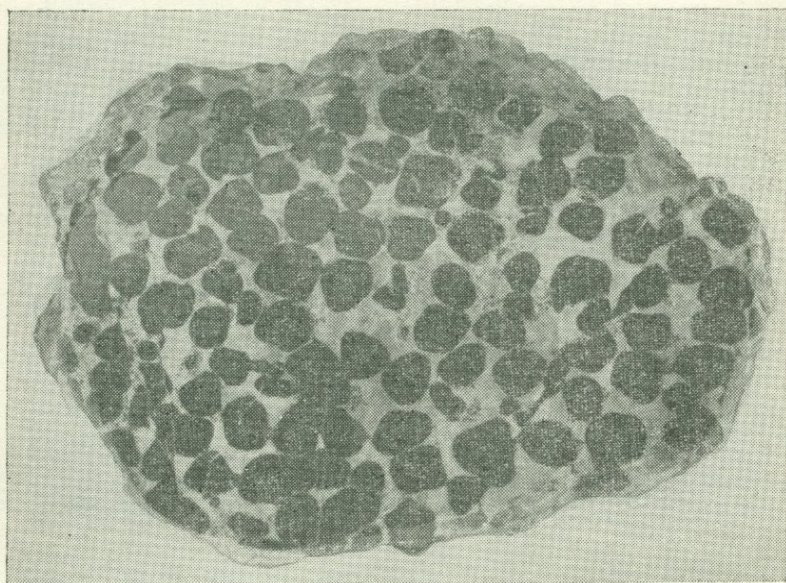


Рис. 122. Хромит в серпентините. Южный Урал. Нат. вел.

Цвет железно-черный. Черта черная, буроватая. Блеск металлический или металлоидный. Излом раковистый. Твердость 5,5. Плотность 4,7. Слабомагнитен.

Происхождение. Магматическое — связан с основными изверженными породами, в которых образует жилы и вкрапленники. Часто находится в пегматитах щелочной магмы. В зоне выветривания устойчив и скапливается в россыпях.

Спутниками ильменита являются магнетит, рутил, сфен, полевые шпаты, биотит, ванадиевая шпинель.

Месторождения. Известен в пегматитах Ильменских гор. Крупные промышленные месторождения ильменита связаны с россыпями (Самотканское месторождение в Днепропетровской области, россыпи в бассейне р. Зеи).

Применение. Ильменит является важнейшей рудой на титан. Употребляется для получения металлического титана, ферротитана, особых сортов стали и белой краски (титановые белила).

Колумбит (Fe, Mn) (Nb, Ta)₂O₆.

Танталит (Fe, Mn) (Ta, Nb)₂O₆. Оба минерала представляют непрерывный изоморфный ряд. При преобладании ниобия минерал называется колумбитом, при преобладании тантала — танталитом. Марганец изоморфно замещает железо и нередко присутствует в большем количестве. Танталит более редок.

Сингония ромбическая. Кристаллы таблитчатые от толстотаблитчатых до листоватых, иногда встречаются очень тонкие, толщиной в бумажный лист.

Цвет черный. Черта темно-красная до черной. Блеск металло-видный. Спайность средняя. Излом неровный. Хрупкие. Твердость 6. Плотность 5,3—8,0.

Происхождение. Пегматитовое — встречаются в так называемых редкометально-замещенных пегматитах, с интенсивным развитием процессов альбитизации и грейзенизации. Обычно находятся среди альбита (рис. 123).

Парагенезис: альбит пластинчатый и сахаровидный, микроклин, лепидолит, кварц, мусковит, сподумен, черный и полихромные турмалины, берилл, касситерит, фосфаты марганца и железа.

Месторождения. Примерами месторождений могут служить Назарено (Бразилия) — тантало-ниобиевые пегматоидные граниты, Абу-Даббаб (АРЕ) в измененных гранитах, крупные месторождения колумбита, связанные с гранитоидами, известны в Нигерии.

Применение. Колумбит и танталит являются важной рудой на тантал и ниобий.

Пирохлор (Na, Ca)₂·Nb₂O₆·(ОН, F).

Микролит (Na, Ca)₂·Ta₂O₆·(ОН, F).

Эти минералы представляют крайние члены непрерывного изоморфного ряда. Состав их очень непостоянен, помимо элементов отмеченных в формуле, содержат TiO₂ (до 13%), UO₂ (до 11%), UO₃ (до 15%), редкие земли (до 13%) и т. д. Внутри ряда существует много разновидностей.

Сингония кубическая. Кристаллы октаэдрического облика, встречаются также в виде вкрапленных зерен.

Цвет пирохлора от бурого до черного, микролита от светло-желтого до бурого. Блеск стеклянный до алмазного. Твердость 5—5,5. Плотность 4,2—6,4. Микролит встречается обычно в октаэдрических кристаллах, небольших по размеру (откуда и произошло название). Более редок, чем пирохлор.

Происхождение. Оба минерала имеют пегматитовое происхождение. Пирохлор встречается в щелочных пегматитах в ассоциации с микроклином, цирконом, ильменитом, эгирином, титанитом, магнетитом и другими минералами; микролит обычен в гранитных

пегматитах совместно с альбитом, сподуменом, рубеллитом, лепидолитом.

В последнее время выявлен новый генетический тип редкометального и редкоземельного оруденения — в карбонатитах. Карбонатиты — существенно карбонатные породы, образовавшиеся в ре-

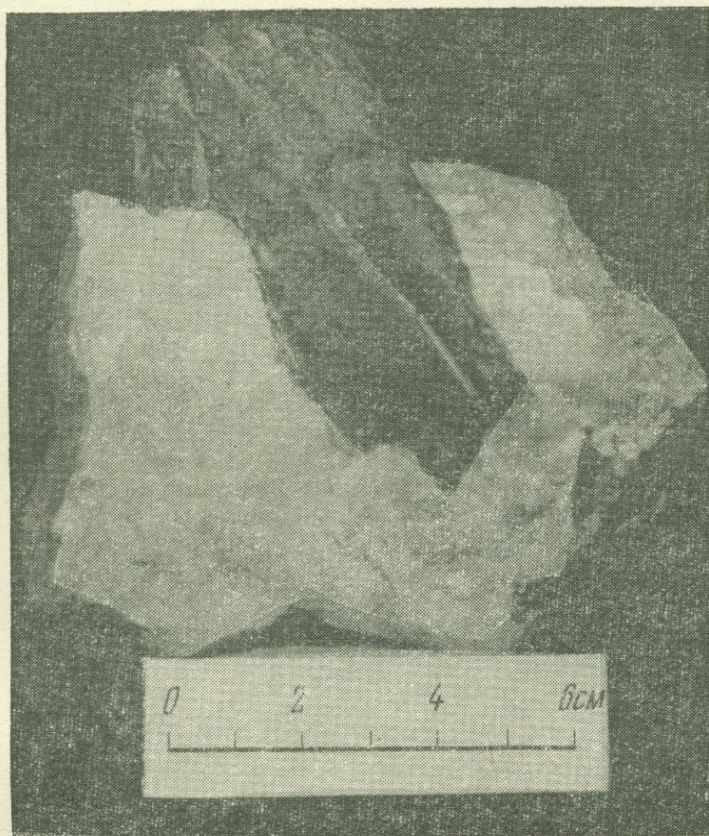


Рис. 123. Кристалл колумбита в пегматите

зультате гидротермальной переработки щелочных и других пород. Месторождения пирохлора в карбонатитах известны в Восточной Сибири.

Применение. При значительных скоплениях могут иметь практическое значение как важная руда на ниобий, тантал и уран. Ниобий и тантал употребляются в сверхтвердых и кислотоупорных сплавах и в производстве радиотехнической аппаратуры.

Гидроокислы

Гидраргиллит (гиббсит) $\text{Al}(\text{OH})_3$.

Сингония моноклинная. Кристаллы мелкие таблитчатой формы. Обычно в плотных, землистых, часто натечных формах.

Цвет белый, серовато-белый. Спайность совершенная. Блеск на плоскостях спайности перламутровый. Твердость 2,5—3,5. Плотность 2,35. От похожего на него диаспора отличается по твердости.

Происхождение. Экзогенное — образуется при выветривании алюмосиликатов. Входит в состав бокситов.

Диаспор HAIO_3 .

Сингония ромбическая. Кристаллы пластинчатые, удлиненные, агрегаты листоватые, чешуйчатые.

Цвет коричневый, бурый, серовато-белый. Спайность совершенная. Блеск алмазный, на плоскостях спайности перламутровый. Твердость 6,5—7. Плотность 3,4. Хрупок.

Происхождение. В контактовых месторождениях, часто вместе с корундом, но большей частью — экзогенный, в месторождениях бокситов и глин. Контактново-метасоматический диаспор в крупных листоватых кристаллах известен в месторождении наждака Косой Брод на Урале.

Бёмит $\text{AlO}(\text{OH})$. Полиморфная разновидность диаспора. Уверенно распознать его можно лишь при рентгеноструктурном анализе кристаллов. От диаспора отличается меньшей твердостью, равной 3,5.

Происхождение. Экзогенное — входит в состав бокситов.

Боксит не является минералом. Он представляет собой горную породу, состоящую из нескольких минералов, главным образом гидраргиллита, диаспора и бёмита, а также каолина, кремнезема и окислов железа.

Цвет различный: белый, розовый, красный, зеленый и др. Бокситы — глиноподобные, иногда плотные породы, часто оолитового сложения. Являются важнейшей рудой на алюминий.

Происхождение и месторождения бокситовых пород рассматриваются в разделе «Петрография».

Гётит HFeO_2 (Fe_2O_3 89,9%; H_2O 10,1%; Fe 62,9%). Назван в честь немецкого поэта и философа И. В. Гёте.

Сингония ромбическая. Кристаллы мелкие пластинчатые, игольчатые; плотный в виде сталактитовых масс и землистый.

Цвет темно-коричневый до желто-бурого. Черта буро-желтая разных оттенков. Блеск кристаллов алмазный, волокнистых разновидностей — шелковистый. Твердость 5,5. Плотность 3,3—4,3.

Происхождение. Осадочное — является биогенным или химическим осадком. Часто встречается в коре выветривания как продукт разрушения пирита, сидерита, магнетита и других минералов, содержащих железо. Входит в состав лимонита.

Лепидокрокит $\text{FeO}(\text{OH})$.

Сингония ромбическая. Трудно отличим от гётита. Встречается в виде чешуйчатых агрегатов, землистых или сплошных масс.

Цвет красный, коричневый до желтого. Черта оранжевая. Твердость 5. Плотность 4.

По условиям образования аналогичен гётиту. Входит в состав лимонита.

Лимонит. Название происходит от греческого слова «лемон» — луг, чем подчеркивается его образование в болотах. Синоним ли-

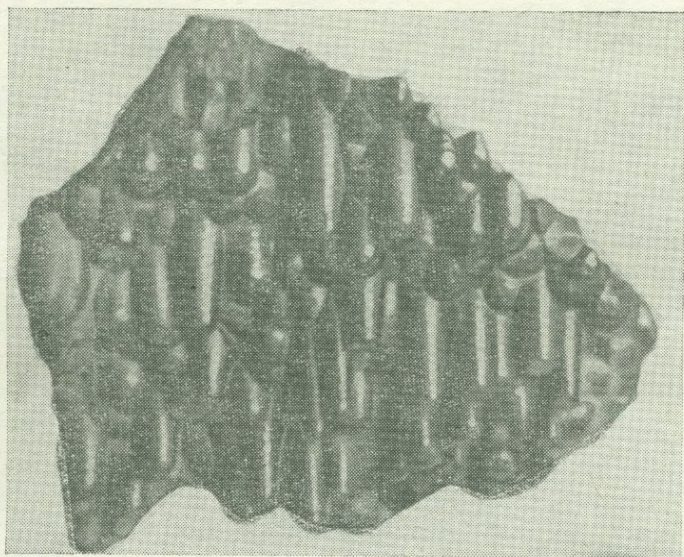


Рис. 124. Натечная форма лимонита

монита — бурый железняк, так как черта его на фарфоровой пластинке в отличие от других железных руд бурая или желто-бурая. Под термином лимонит объединены различные гидроокислы железа бурого, коричнево-бурого и буро-желтого цвета. Лимонит не является минеральным видом, это смесь главным образом скрытокристаллических или землистых минералов — гётита и лепидокрокита, а также механических примесей — глинистого вещества, кремнезема и др.

Лимонит образует ржавые, бурые, коричневые корочки, примазки, разнообразные натечные формы (рис. 124), землистые и охристые массы, встречается в виде конкреций и оолитов.

Иногда лимонит имеет гладкие, блестящие поверхности темно-коричневого цвета. Такие натечные формы называются б у р о й с т е к л я н н о й г о л о в о й (по аналогии с красной стеклян-

ной головой для красного железняка). Лимониты оолитового сложения часто называют б о б о в о й р у д о й. Обычны псевдоморфозы лимонита по пириту, сидериту, марказиту и другим минералам.

Физические свойства лимонита сильно колеблются в зависимости от состава. Твердость от 1 у рыхлых и землистых до 5 у плотных разностей. Плотность 2,7—4,3. При нагревании в пробирке выделяет воду.

Происхождение. Типичное экзогенное — образуется в результате выветривания железосодержащих минералов (сульфидов, окислов, силикатов) и часто слагает «железные шляпы» вокруг выходов рудных месторождений. Большое практическое значение имеют химические или биохимические осадочные образования, отлагающиеся на дне озер и в прибрежной полосе морей.

Месторождения. В СССР: крупные месторождения оолитовых бурых железняков в Крыму (Керченское) и на Северном Кавказе (Малкинское); лимониты озерно-болотного происхождения известны в европейской части СССР (Липецкое, Тульское, Хоперское и др.), на Урале (Бакальское — «железная шляпа» по сидериту, Комарово-Зигаинское и др.), в Казахстане (Аятское и Лисаковское). За границей: месторождения Лотарингии (Франция) и Люксембурга (являющиеся основными поставщиками железной руды в Западной Европе), а также Кубы.

Применение. Одна из важных железных руд.

Манганит $MnO(OH)$.

Сингония моноклинная. Кристаллы столбчатые, грубо исштрихованные вдоль, часто в друзах. Также наблюдается в плотных, землистых и натечных формах.

Цвет черный. Черта бурая. Блеск металловидный. Твердость 4. Плотность 4,3.

Происхождение. Низкотемпературное гидротермальное — в жилах с баритом, кальцитом и сидеритом. Осадочное — в месторождениях марганца совместно с пиролюзитом.

Применение. Манганит важная марганцевая руда.

Псиломелан. Состав неопределенный. Представляет собой твердый раствор пиролюзита, манганита и других окислов марганца с водой. Приблизительный состав может быть выражен формулой $mMnO \cdot nMnO_2 \cdot pH_2O$, содержит также железо, барий, кальций и другие элементы.

Псиломелан встречается в натечных формах — гроздьевидных и почковидных, а также в сплошных плотных массах, в виде дендритов и оолитов.

Цвет черный, черта коричнево-черная. Блеск металловидный. Твердость 4—6. Плотность 4,0—4,7.

Вад — рыхлые, землистые разности псиломелана с низкой твердостью, обычно около 1—2. Цвет и черта, как и у псиломелана, черные. Плотность 2,8—4,4.

Псиломелан и вад не являются минеральными видами, а представляют собой марганцевые горные породы.

Происхождение. Экзогенное — образуется при окислении различных минералов марганца, марганцевые породы являются химическими осадками.

Псиломелан-вады широко распространены на марганцевых месторождениях, где иногда встречаются в виде прослоев. Спутниками их являются пиролюзит, манганит, родохрозит, лимонит, кальцит, доломит, барит.

Месторождения. В СССР: Чиатурское (Грузия), Никопольское (Украина), Джездинское (Казахстан), Сапальское около Нижнего Тагила на Урале.

Применение. Псиломеланы и вады — руда на марганец. Вад, содержащий кобальт (асболан), — руда на кобальт.

Опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Минерал аморфный. Встречается в натечных стеклоподобных образованиях с раковистым изломом.

Цвет белый, серый; иногда обнаруживает красивую игру цветов (опалесценцию). Просвечивающие или полупрозрачные опалесцирующие разновидности носят название благородных опалов, они имеют разные оттенки голубого цвета, реже красноватые. Блеск стеклянный, матовый. Твердость 5,5. Плотность 1,9—2,3. В отличие от халцедона при нагревании в пробирке опал выделяет воду.

Происхождение. Типичный минерал коры выветривания, но может иметь и гидротермальное происхождение. В значительном количестве образуется в миндалинах некоторых эффузивных пород и в связи с деятельностью гейзеров и горячих источников, отлагающих кремнистые натёки (гейзерит). Огромные массы опалового вещества возникают биогенным путем в результате жизнедеятельности организмов, имеющих кремниевый скелет (диатомит, трепел).

Месторождения. Лучшие месторождения благородных опалов находятся в Австралии, Венгрии и Чехословакии. Диатомит — в Грузии, трепел — в Поволжье, а также в Калужской и Курской областях.

Применение. Благородные опалы являются драгоценными камнями. Диатомиты и трепелы используются в строительном деле, абразивной промышленности, для термоизоляции и других целей.

Контрольные вопросы

1. Какие Вы знаете модификации кремнезема?
2. Охарактеризуйте кварц.
3. Что такое горный хрусталь, аметист, морион?
4. В чем отличие кварца от халцедона?
5. Каково происхождение халцедона?
6. Что называют агатом, яшмой, кремнием?
7. Применение кварца и его разновидностей.
8. По каким признакам определяется опал?

9. Какие признаки характерны для куприта? Его происхождение и значение.
10. Какова твердость корунда?
11. Какие Вы знаете разновидности корунда?
12. Перечислите окислы алюминия.
13. Что такое боксит?
14. Каково происхождение шпинели?
15. Перечислите окислы и гидроокислы железа.
16. Каковы характерные признаки гематита?
17. Что такое красный железняк?
18. Каково происхождение гематита? Его главнейшие месторождения и значение.
19. Какие отличительные свойства имеет магнетит?
20. Назовите месторождения магнетита. Каково их происхождение?
21. Что такое лимонит? Практическое значение лимонита.
22. Какие минералы из группы окислов содержат титан? Их краткая характеристика.
23. Какой минерал служит рудой на хром? Его характеристика.
24. Каково происхождение хромита? Назовите его месторождения в СССР.
25. Каков цвет черты у магнетита, гематита, лимонита, пиролюзита, хромита?
26. Охарактеризуйте пиролюзит.
27. Что такое псиломелан? Каково его происхождение и значение?
28. По каким признакам (и с помощью каких реакций) можно определить касситерит?
29. Какое происхождение имеет касситерит и с какими минералами он совместно встречается?
30. Назовите главнейшие месторождения оловянных руд в СССР и за границей.
31. Что характерно для уранинита?
32. Какие минералы являются рудой на тантал и ниобий?
33. В какие минералы переходят при окислении антимонит и висмутин?

СИЛИКАТЫ

Силикаты и алюмосиликаты представляют обширную группу минералов. Для них характерен сложный химический состав и изоморфные замещения одних элементов и комплексов элементов другими. Главными химическими элементами, входящими в состав силикатов, являются O, Si, Al, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg, Mn, Ca, Na, K, а также Li, B, Be, Ti, Zr, редкие земли, F, H в виде $(\text{OH})^{1-}$ или H_2O и др.

Общее количество минеральных видов силикатов около 800. По распространенности на долю силикатов приходится более 75% от всех минералов литосферы. Это объясняется тем, что силикаты и алюмосиликаты являются важнейшими породообразующими минералами, из которых сложена основная масса горных пород (полевые шпаты, кварц, слюды, роговые обманки, пироксены, оливин и др.). Самыми распространенными в природе являются минералы группы полевых шпатов и затем кварц, на долю которого приходится около 12% от всех минералов.

Весьма сложный, часто переменный состав силикатов долгое время не был объяснен наукой. Раньше считали, что силикаты являются солями различных кремниевых кислот. Акад. В. И. Вер-

надский предполагал также, что наряду с кремниевыми кислотами существуют и алюмокремниевые кислоты (отсюда происходит и понятие алюмосиликаты). Но для объяснения такого взгляда на силикаты приходилось предполагать существование большого количества кремниевых и алюмокремниевых кислот, не известных науке.

Благодаря применению рентгеноструктурного анализа внутреннее строение силикатов к настоящему времени изучено достаточно точно. Оказалось, что в основе структурного строения всех силикатов лежит тесная связь кислорода и кремния, эта связь исходит из кристаллохимического принципа, именно из отношения радиусов ионов Si (0,39 Å) и O (1,32 Å). Каждый атом кремния окружен тетраэдрически расположенными вокруг него атомами кислорода. Таким образом, в основе всех силикатов находятся комплексные анионы в виде кремнекислородных тетраэдров $[\text{SiO}_4]^{4-}$, которые различно сочетаются друг с другом.

В зависимости от того, как сочетаются между собой кремнекислородные тетраэдры, мы и будем классифицировать силикаты, т. е. будем следовать структурному (кристаллохимическому) принципу.

Различают следующие структурные типы силикатов (рис. 125).

1. *Островные силикаты*, т. е. силикаты с изолированными тетраэдрами $[\text{SiO}_4]^{4-}$ и изолированными группами тетраэдров. Здесь можно выделить:

а) *силикаты с изолированными кремнекислородными тетраэдрами* (рис. 125, а). Радикал их $[\text{SiO}_4]^{4-}$, так как каждый из четырех кислорода имеет одну свободную валентность. Между собой тетраэдры непосредственно не связаны, связь происходит через катионы;

б) *силикаты с добавочными анионами*. В этих силикатах наряду с комплексным анионом $[\text{SiO}_4]^{4-}$ присутствуют также O^{2-} , OH^{1-} , F^{1-} и др.;

в) *силикаты со вдвоенными тетраэдрами* отличаются обособленными парами кремнекислородных тетраэдров $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$. Один атом кислорода у них общий (рис. 125, б), остальные связаны с катионами. Сюда же можно отнести силикаты со структурами «смешанного» типа $[\text{SiO}_4]^{4-} + [\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$;

г) *кольцевые силикаты* характеризуются обособлением трех, четырех или шести групп кремнекислородных тетраэдров, образующих, кроме простых колец (рис. 125, в, г), также и более сложные. Радикалы их $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$, $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]^{8-}$, $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$, $[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]^{18-}$.

2. Силикаты с непрерывными цепочками из кремнекислородных тетраэдров (рис. 125, д, е). Это так называемые *цепочечные силикаты*, так как тетраэдры сочленяются в виде непрерывных обособленных цепочек. Радикалы их $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$ и $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$.

3. Силикаты с непрерывными обособленными лентами или поясами из кремнекислородных тетраэдров (рис. 125, ж). Они имеют

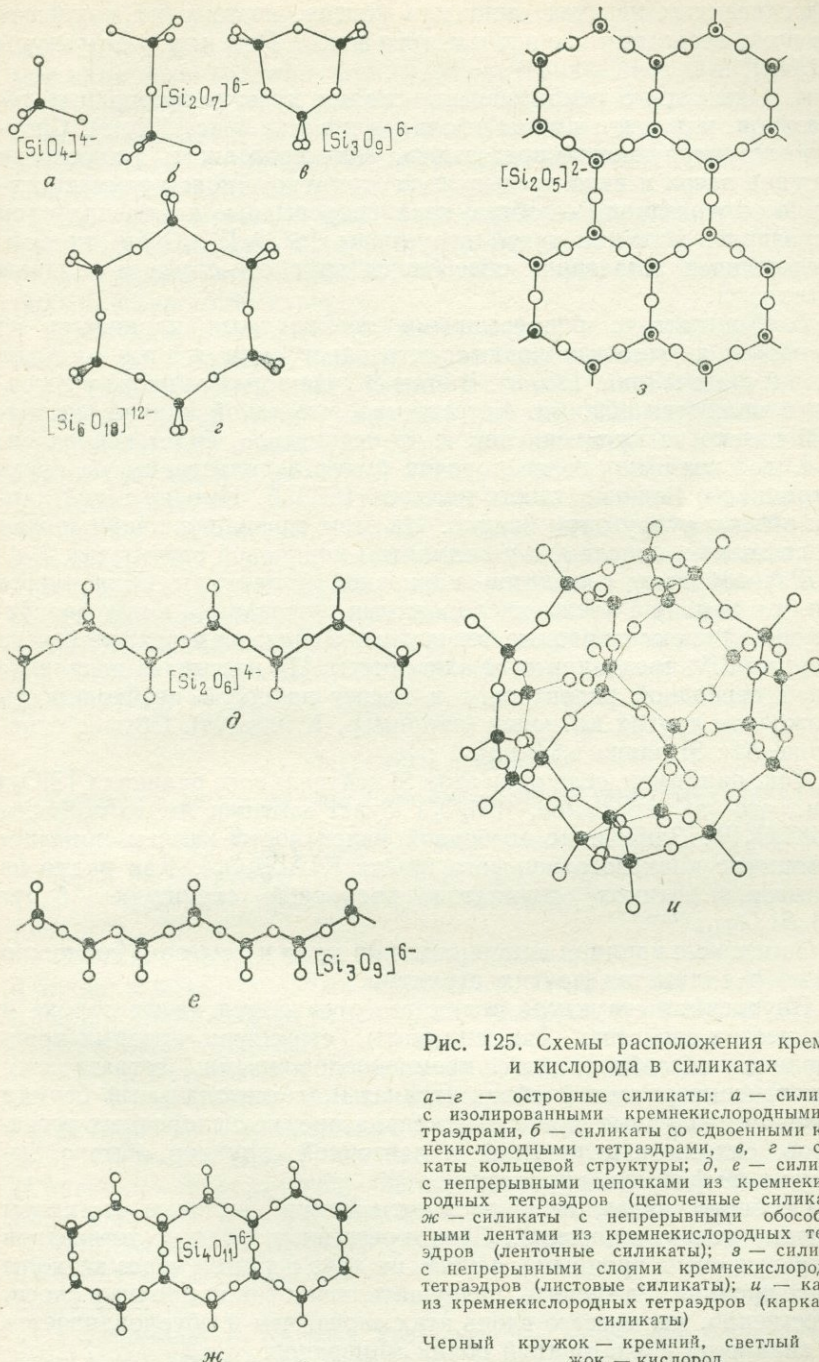


Рис. 125. Схемы расположения кремния и кислорода в силикатах

a—*г* — островные силикаты: *a* — силикаты с изолированными кремнекислородными тетраэдрами, *б* — силикаты со связанными кремнекислородными тетраэдрами, *в*, *г* — силикаты кольцевой структуры; *д*, *е* — силикаты с непрерывными цепочками из кремнекислородных тетраэдров (цепочечные силикаты); *ж* — силикаты с непрерывными обособленными лентами из кремнекислородных тетраэдров (ленточные силикаты); *з* — силикаты с непрерывными слоями кремнекислородных тетраэдров (листовые силикаты); *и* — каркас из кремнекислородных тетраэдров (каркасные силикаты)

Черный кружок — кремний, светлый кружок — кислород

вид сдвоенных цепочек, лент или поясов, поэтому их называют ленточными силикатами. Радикал структуры $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$.

4. Силикаты с непрерывными слоями кремнекислородных тетраэдров, или листовые силикаты (рис. 125, з). Слоистую структуру можно представить, если продолжить в плоскости рисунка вверх и вниз предыдущую структуру (пояс кремнекислородных тетраэдров), — образуются непрерывные листы или слои тетраэдров. Радикал такой структуры $[\text{Si}_2\text{O}_5]^{2-}$. Слои кремнекислородных тетраэдров обособлены друг от друга и связаны катионами.

5. Силикаты с непрерывными трехмерными каркасами из алюмо- и кремнекислородных тетраэдров, или каркасные силикаты (рис. 125, и). В этом случае все кислороды у тетраэдров являются общими. Естественно, что такой каркас, состоящий только из кремнекислородных тетраэдров, будет нейтрален, т. е. все валентности кислородов будут использованы на связь с кремнием. Радикал такого каркаса $[\text{SiO}_2]^0$. Именно такой каркас отвечает структуре кварца. На этом основании кварц можно относить не к окислам, а к силикатам каркасной структуры.

Разнообразие силикатов каркасной структуры объясняется тем, что наряду с кремнекислородными тетраэдрами в них присутствуют алюмокислородные тетраэдры. Замена четырехвалентного кремния Si^{4+} трехвалентным алюминием Al^{3+} вызывает появление одной свободной валентности и влечет за собой необходимость вхождения других катионов (например, K или Na). Обычно отношение $\text{Al} : \text{Si}$ равно 1 : 3 или 1 : 1.

Так, например, если один атом Si нейтрального радикала $[\text{SiO}_2]$ или, что то же самое, $[\text{Si}_4\text{O}_8]$ будет замещен Al, то получим $[\text{AlSi}_3\text{O}_8]^{1-}$. Замещение свободной валентности калием приведет к формуле калиевого полевого шпата $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Как видно из примера, радикал силикатов каркасной структуры будет $[\text{Al}_m\text{Si}_n\text{O}_{2m+n}]^{m-}$.

Замещение кремния алюминием (а иногда и железом) возможно также в силикатах других структур.

Внутренняя структура силикатов отражается на их облике и физических свойствах. Так, силикаты, структура которых представлена обособленными кремнекислородными тетраэдрами, имеют изометрический облик (гранаты), гексагональный берилл имеет обособленные шестерные кольца кремнекислородных тетраэдров, силикаты цепочечной и ленточной структур обычно вытянуты (амфиболы, пироксены).

Особенно наглядны в этом отношении листовые силикаты (слюды, тальк, хлориты). Слои кремнекислородных тетраэдров являются очень прочными, а связь их друг с другом через катионы менее прочная. Расщепить, разрушить пачки таких прочных слоев, естественно, легче всего вдоль этих слоев, чем и обуславливается их спайность и листоватый облик минералов.

Принятое выше разделение силикатов по типам структур используется для их классификации, причем при написании формул силикатов радикал группы, характеризующий данную структуру, заключается в квадратные скобки. Например, оливин $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$ — структура обособленных тетраэдров, берилл $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ — кольцевая структура, диопсид $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ — цепочечная структура и т. д.

Важность изучения силикатов определяется тем, что, во-первых, многие из них являются ценными полезными ископаемыми и, во-вторых, это породообразующие минералы подавляющего большинства горных пород.

Силикаты — важные неметаллические полезные ископаемые (асбест, тальк, слюды, каолин, керамическое и огнеупорное сырье, строительные материалы). Силикаты также являются рудами на бериллий, литий, цезий, цирконий, никель, цинк и редкие земли. Кроме того, они широко известны как драгоценные и поделочные камни (изумруд, аквамарин, топаз, нефрит, родонит и др.).

Происхождение силикатов эндогенное, главным образом магматическое (пироксены, полевые шпаты). Они также характерны для пегматитов (слюды, турмалин, берилл и др.) и скарнов (гранаты, волластонит). Широко распространены силикаты в метаморфических породах — сланцах и гнейсах (гранаты, дистен, хлорит). Силикаты экзогенного происхождения представляют собой обычно продукты выветривания или изменения первичных (эндогенных) минералов (каолинит, глауконит, хризоколла).

Островные силикаты

Силикаты с изолированными кремнекислородными тетраэдрами $[\text{SiO}_4]^{-4}$

Оливин $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$. Оливин наиболее распространенный минерал из изоморфного ряда форстерит $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ — фаялит $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$. Название происходит от оливково-зеленого цвета минерала.

Сингония ромбическая. Распространен в виде зернистых масс, а также в виде отдельных кристаллов (см. рис. 30); включенных в породу (например, в оливиновых базальтах и кимберлитах).

Цвет желто-зеленый, но в зависимости от состава может изменяться. Встречаются оливины от светло-желтого до темно-зеленого и черного цвета. Черный цвет оливина обусловлен развитием серпентина по многочисленным микротрещинам. Блеск стеклянный. Твердость 6,5—7. Спайность средняя. Плотность 3,2—3,5 (в зависимости от состава). Оливин легко разлагается кислотами, даже уксусной, с выделением студневидного кремнезема.

Разновидность. Желтовато-зеленый прозрачный оливин носит название хризолита¹.

¹ Добываемый в россыпях Урала минерал, называемый хризолитом, на самом деле является демантоном.

Происхождение. Магматическое — образуется при кристаллизации магмы, бедной кремнеземом и глиноземом. Является одним из главных минералов ультраосновных пород — дуниты почти полностью сложены из оливина, в перидотитах он встречается совместно с пироксенами; встречается также в габбро, базальтах и кимберлитах. Кроме пироксенов спутниками оливина являются хромит, магнетит, платина, в основных породах — основные плагиоклазы. При разложении оливина получают разнообразные минералы: серпентин, асбест, тальк, хлорит, окислы железа, гидрослюда, магнезит и др.

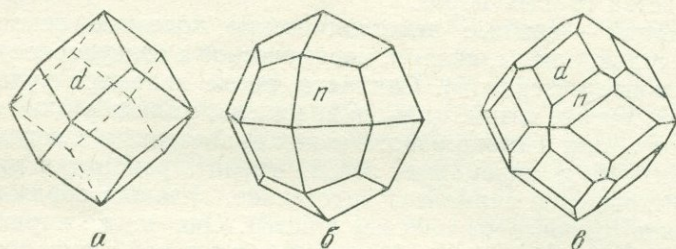


Рис. 126. Кристаллы граната:

a — ромбододекаэдр $d(110)$, *б* — тетрагонтриоктаэдр $n(211)$, *в* — комбинация ромбододекаэдра и тетрагонтриоктаэдра

Породы, содержащие оливин, распространены на Урале, в Карелии и Восточном Саяне.

Применение. Маложелезистые оливиновые породы могут иметь практическое значение как огнеупорное сырье. Хризолит — драгоценный камень.

Гранаты. В группу граната объединяются минералы, представляющие собой смеси двух изоморфных рядов: $R_3^{2+}Al_2[SiO_4]_3$ и $Ca_3R_3^{2+}[SiO_4]_3$. Общая формула может быть выражена так: $R_3^{2+}R_2^{3+}[SiO_4]_3$, где $R_2^{3+} = Ca, Mg, Mn, Fe$, а $R^{3+} = Al, Fe, Cr$.

Название происходит от латинского слова «гранум» — зерно, а также по сходству с зернышками плода граната.

Сингония кубическая. Обычно встречаются в хорошо выраженных кристаллах — ромбододекаэдрах и тетрагонтриоктаэдрах или комбинациях этих форм (рис. 126). Иногда образуют и сплошные зернистые массы.

Цвет различный (см. ниже). Блеск стеклянный. Очень характерны высокая твердость (7—8) и отсутствие спайности. Плотность изменяется в связи с составом от 3,4 до 4,3.

Главными минеральными видами являются следующие.

Гроссуляр $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$. Цвет светло-зеленый или зеленовато-бурый. Характерен для контактов с известняками (скарнов).

Андрадит $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$. Цвет бурый, красный, зеленовато-бурый. Встречается также в скарнах, реже в сланцах и дру-

гих породах. **Де м а н т о и д** — прозрачная разновидность андрадита зеленого цвета ($1,5\% \text{Cr}_2\text{O}_3$), является драгоценным камнем (в россыпях Нижне-Тагильского района на Урале). **М е л а н и т** — черного цвета, содержит TiO_2 .

У в а р о в и т $\text{Ca}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$. Цвет изумрудно-зеленый. Образует мелкокристаллические корочки на хромите. Редкий. Хорошие образцы известны из Сарановского месторождения хромита на Северном Урале.

А л ь м а н д и н $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$. Цвет красный, коричневый, фиолетовый. Самый распространенный из гранатов. Обычен в кристаллических сланцах и гнейсах.

С п е с с а р т и н $\text{Mn}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$. Цвет розовый, красный, желтовато-бурый. Встречается в пегматитах и кристаллических сланцах (Восточная Сибирь, Карелия).

П и р о п $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$. Цвет темно-красный. Находится в ультраосновных породах, богатых магнием, и продуктах их разрушения. Характерен для алмазоносных пород (кимберлитов) Южно-Африканской Республики и Якутии.

Происхождение. Гранаты широко распространены и особенно характерны для метаморфических пород — кристаллических сланцев и гнейсов. В кристаллических сланцах гранаты, главным образом альмандин, являются пороодообразующими минералами (слюдяно-гранатовые и другие сланцы). Эти породы известны в Восточной Сибири, Карелии, а также на Урале. Спутниками альмандина являются слюды (биотит и мусковит), дистен, хлорит. Происхождение граната в данном случае метаморфическое.

Вторым важным типом генезиса граната является контактовый (скарновый) процесс. Для контактов с известняками характерныgrossуляр и андрадит. В скарнах гранат встречается совместно с салитом, геденбергитом, везувианом, эпидотом, шеелитом, магнетитом, сульфидами железа, меди, свинца и цинка. Гранатовые скарны с шеелитом являются важной рудой на вольфрам. Они известны в Средней Азии и в Хакасии.

Гранаты встречаются также в гранитах и пегматитовых жилах (магматическое и пегматитовое происхождение). При выветривании гранаты как химически стойкие минералы переходят в россыпи.

Применение. В промышленности гранаты находят применение как абразивный (истирающий) материал. Прозрачные красные и зеленые гранаты (альмандин, пироп, частично андрадит) употребляются как драгоценные камни.

Циркон $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$. В виде изоморфных примесей содержит гафний Hf, торий Th и редкие земли. Название в переводе с иранского означает «золотой цвет».

Сингония тетрагональная. Обычно встречается в виде хорошо образованных кристаллов. Из простых форм развиты тетрагональные призмы и дипирамиды (рис. 127). Тетрагональный короткостолбчатый облик кристаллов является важным диагностическим признаком, хотя в некоторых случаях (особенно в щелочных

пегматитах) встречаются кристаллы, имеющие дипирамидальный вид.

Цвет золотистый, желтый, бурый, серый. Блеск алмазный. Характерны высокая твердость (7,5—8) и значительная плотность (4,7).

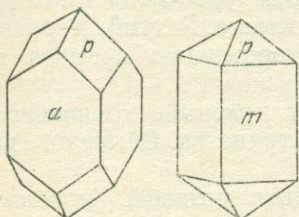


Рис. 127. Кристаллы циркона: a (100), m (110), p (111)

Происхождение. Магматическое и пегматитовое. Как аксессуарный (второстепенный) минерал распространен в изверженных горных породах — гранитах и сиенитах, причем кристаллизуется одним из первых. Крупные кристаллы, размером 1 см и более, характерны для щелочных пегматитов (рис. 128). Встречается в парагенезисе с полевыми шпатами, апатитом, сфеном, нефелином, черной слюдой (лепидомеланом), минералами редких земель, тантала, ниобия и тория. Как механически стойкий минерал циркон скапливается в россыпях, откуда и добывается (иногда совместно с монацитом).



Рис. 128. Кристаллы циркона дипирамидальной формы из щелочных пегматитов. Урал. Увел. в 2 раза

Месторождения. В СССР: в щелочных пегматитах Урала. За границей; россыпи в Бразилии, США (Флорида), на о-ве Шри Ланка, в пегматитах Норвегии и Мадагаскара.

Применение. Циркон является рудой на металл цирконий, употребляемый в производстве быстрорежущих сталей и броневых плит. Окись циркония используется как высокоогнеупорный и кислотоупорный материал. Попутно из циркона может добываться гафний.

Силикаты с добавочными анионами O^{2-} , OH^{1-} , F^{-1}

Титанит (сфен) $CaTi[SiO_4]O$.

Сингония моноклинная. Кристаллы клиновидной, таблитчатой формы, плоские (рис. 129). Характерны одиночные кристаллы,

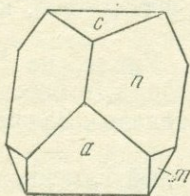


Рис. 129. Кристалл титанита: a (100), c (001), m (110), n (111)

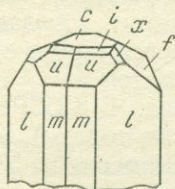
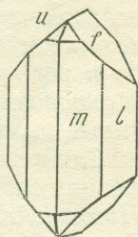


Рис. 130. Кристаллы топаза: c (001), m (110), l (120), i (223), u (111), f (021), x (243)



вросшие в полевой шпат, — все они в поперечном сечении имеют форму ромба.

Цвет коричневый, бурый, золотистый. Блеск алмазный, в изломе жирный. Твердость 5,5. Плотность 3,4—3,5.

Происхождение. Титанит может быть различного происхождения. Как акцессорный минерал в изверженных породах он имеет магматическое происхождение. Крупные кристаллы титанита (до нескольких сантиметров) встречаются в пегматитовых жилах, особенно щелочного состава. Здесь он ассоциирует с полевым шпатом, роговой обманкой, ильменитом, цирконом и другими минералами. Обычен для некоторых контактов с известняками (с диопсидом, апатитом, скаполитом) и для метаморфических пород. В жилах альпийского типа в ассоциации с кальцитом, адуляром, хлоритом образует красивые кристаллы.

Месторождения. В СССР: в пегматитах Ильменских гор на Урале, в контактовых породах Слюдянки (Прибайкалье), в щелочных породах Хибинских гор.

Применение. Значительные скопления титанита могут иметь промышленное значение как руда на титан.

Топаз $Al_2[SiO_4](F, OH)_2$.

Сингония ромбическая. Кристаллы (рис. 130) призматические, хорошо образованные, богаты гранями (ромбические призмы, ди-

пирамиды, пинакоид). Встречается в виде красивых друз и мелкозернистых масс (топазовый грейзен). Характерна грубая штриховка вдоль вертикальной оси кристаллов.

Размер кристаллов может быть очень большим: на месторождении драгоценных камней во Владимир-Волынском разрезе на Украине в 1966 г. найден кристалл топаза массой 117 кг, его высота 82 см.

Цвет желтый, дымчатый, голубой, розовый, часто бесцветен. Блеск стеклянный. Характерны совершенная спайность по (001), большая твердость, равная 8, и значительная плотность 3,5. По этим признакам, а также по вертикальной штриховке топаз отличается от кварца.

Происхождение. Встречается в пегматитовых жилах, особенно в полостях («занорышах») этих жил в парагенезисе с кварцем, ортоклазом, альбитом, слюдами. В грейзенах (пневматолитовое происхождение) ассоциирует с аквамарином, флюоритом, касситеритом и вольфрамитом.

Месторождения. В СССР: в пегматитах Урала, на Волыни (крупные дымчатые топазы), в Восточной Сибири, в россыпях по рекам Санарке и Каменке на Урале (розовые топазы). За границей: в Бразилии и на Мадагаскаре.

Применение. Употребляется как драгоценный камень.

Дистен (кианит) $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$. Название происходит от греческих слов «ди» — два и «стен» — сила, т. е. двусильный, двояко сопротивляющийся. «Кианес» означает темно-синий.

Сингония триклинная. Кристаллы удлиненные, пластинчатые, иногда согнутые.

Цвет синий, голубой, иногда белый (особенно в краях кристаллов). Блеск стеклянный. Спайность совершенная. Твердость по плоскости спайности по длине кристалла 4,5, поперек 6. Плотность 3,6.

Происхождение. Метаморфическое — является типичным, часто породообразующим минералом кристаллических сланцев (дистено-гранатовые, слюдяно-дистеновые и другие сланцы). Спутниками дистена являются слюды, гранат, корунд, андалузит и др.

Месторождения. Кристаллические сланцы с дистеном широко распространены в Саяно-Байкальской горной области, в Карелии и на Урале.

Применение. Содержащие дистен породы могут быть использованы как высокоглиноземистое сырье при производстве огнеупорных изделий.

Андалузит $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$. Название происходит от провинции Андалузия в Испании.

Сингония ромбическая. Кристаллы призматические, столбчатые, поперечное сечение их близко к квадратному (характерный признак).

Цвет розовый, серый. Блеск стеклянный. Обладает высокой твердостью — 7,5. Плотность 3,2.

Разновидности. Андалузит, содержащий закономерные симметрично расположенные включения углистого вещества, носит название *х и а с т о л и т а*. Обычно в поперечном сечении такие включения имеют вид черного креста.

Происхождение. Метаморфическое — характерен для слюдяных и глинисто-углистых сланцев, также образуется в контактах изверженных пород со сланцами. В глинистых сланцах нередко встречаются крупные призматические кристаллы. Спутниками андалузита являются слюды, гранат, иногда корунд.

Месторождения. Сланцы с андалузитом известны в Казахстане, Туркестанском хребте, Восточном Саяне и других местах; андалузит с корундом — в месторождении Семизбугу (Северный Казахстан).

Применение. Как высокоглиноземистое сырье используется в фарфоровой промышленности.

Силлиманит $Al[AlSiO_5]$.

Сингония ромбическая. Обычно встречается в виде волокнистых масс, кристаллы игольчатые. Цвет серый с буроватым или зеленоватым оттенком. Спайность совершенная. Блеск стеклянный. Твердость 6,5—7.

Происхождение. Метаморфическое — характерен для глубоко-метаморфизованных пород, богатых глиноземом (гнейсов, кристаллических сланцев.) Встречается совместно с кордиеритом, биотитом, кварцем.

Месторождения. В СССР силлиманитовые гнейсы находятся во многих местах Восточной Сибири. Богатые силлиманитом породы известны около Кяхты в Бурятии. Силлиманитовые гнейсы наряду с другими породами участвуют в строении фундамента Восточно-Европейской платформы. Крупные месторождения силлиманита известны в Индии.

Применение. Богатые силлиманитом породы являются важным керамическим сырьем.

Силлиманит, дистен и андалузит, хотя и имеют один и тот же химический состав, однако различны по своей структуре и образуются в процессе метаморфизма пород при различных температуре и давлении (рис. 131).

Ставролит $FeAl_4[SiO_4]_2O_2(OH)_2$. Название происходит от греческого слова «ставрос» — крест, за характерные крестовидные сростки (см. рис. 38).

Сингония ромбическая. Кристаллы призматического вида. Цвет коричневый, бурый. Блеск стеклянный. Спайность средняя. Твердость 7—7,5.

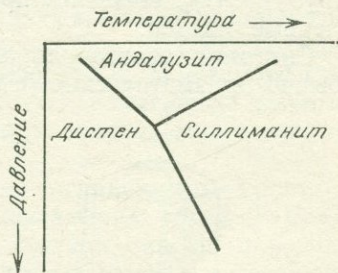


Рис. 131. Возможные поля устойчивости андалузита, дистена и силлиманита при региональном метаморфизме

Происхождение. Образуется в результате регионального метаморфизма; типичен для кристаллических сланцев. Встречается совместно с андалузитом, дистеном, слюдами, гранатом.

Силикаты со сдвоенными тетраэдрами $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$ и со структурами «смешанного» типа $[\text{SiO}_4]^{4-} + [\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$

Везувиан. Приблизительная формула $\text{Ca}_{10}(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Al}_4[\text{SiO}_4]_5[\text{Si}_2\text{O}_7]_2(\text{OH})_4$. Название происходит от Везувия, где минерал был впервые найден.

Сингония тетрагональная. Кристаллы имеют хорошую огранку, обычно призматические (вытянутые или короткопризматические),

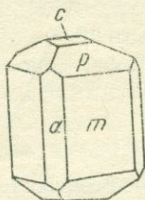


Рис. 132. Кристалл вилуита: a (100), c (001), m (110), p (111)

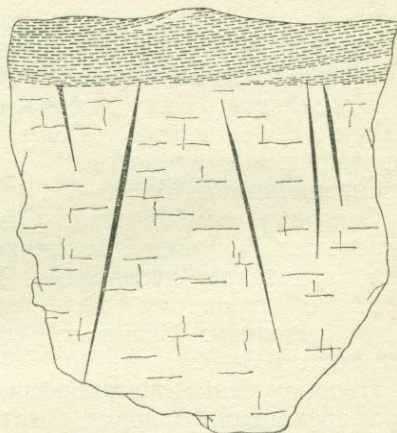


Рис. 133. Кристаллы ортита в пегматитовой жиле близ ее контакта с гнейсами. Восточный Саян

иногда пирамидальные. Из простых форм обычны призмы, дипирамида и пинакоид. Агрегаты имеют шестоватое строение и образуют сплошные зернистые массы.

Цвет зеленый разных оттенков — от серо-зеленого и желто-зеленого до зеленовато-бурого. Блеск стеклянный. Хрупок. Спайности нет. Излом неровный. Твердость 6,5. Плотность 3,4. В сплошных массах похож на эпидот.

Разновидности. Кристаллы везувиана характерной формы, встречающиеся совместно с гроссуляром в контактовых породах по р. Ахтаранде, притоке Вилюя (Якутская АССР), называются **вилуитом** (рис. 132).

Происхождение. Характерный минерал скарнов, распространен в контактах с известняками. Встречается совместно с кальцитом, диопсидом, гранатом, эпидотом, волластонитом, хлоритом и др.

Везувиан обычен для скарнов Средней Азии, метаморфических пород Урала и ряда других районов СССР.

Применение. Везувиан, содержащий бериллий (до 9,2% BeO), может служить рудой на бериллий (встречается редко).

Эпидот $\text{Ca}_2(\text{Al, Fe})_3[\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$.

Сингония моноклинная. Кристаллы удлиненно-призматические, шестоватые, нередко сдвойникованные. Характерна грубая штриховка вдоль удлинения кристаллов. Часто образует сплошные, зернистые и шестоватые агрегаты. Цвет желто-зеленый (фисташково-зеленый). Блеск стеклянный. Твердость 6,5. Плотность 3,5.

Происхождение. Скарновое — в контактах встречается совместно с гранатом, кальцитом, кварцем, диопсидом. Характерно нахождение эпидота в основных эффузивных породах и в метаморфических породах с хлоритом и амфиболами (так называемые зеленые сланцы); хорошо образованные кристаллы встречаются в жилах альпийского типа.

Минерал распространенный, хорошо ограненными кристаллами славится Ахматовская копь в Назямских горах (Урал).

Цоизит $\text{Ca}_2\text{Al}_3[\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$. Минерал из группы эпидота, от которого отличается кроме сингонии малым содержанием и даже нередко отсутствием железа.

Сингония ромбическая. Образует призматические, иштрихованные вдоль кристаллы и зернистые массы.

Цвет серый, зеленоватый. Блеск стеклянный. Твердость 6. Цоизит уверенно можно определить только под микроскопом.

Разновидности. **С о с с ю р и т** — тонкозернистый цоизит в смеси с альбитом или серицитом, продукт разрушения плагиоклазов, наблюдаемый обычно под микроскопом.

Происхождение. Метаморфическое — образуется при гидротермальной обработке пород, содержащих основные плагиоклазы. Обычно ассоциирует с амфиболами. Цоизит является распространенным минералом метаморфических сланцев, амфиболитов и изверженных пород.

Ортит $(\text{Ca, Ce})_2(\text{Al, Fe})_3[\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$. Минерал из группы эпидота. Кроме церия, содержит лантан La, иттрий Y и другие редкие земли, а также торий Th. Количество редких земель, тория и других компонентов изменчиво.

Сингония моноклинная. Характерна таблитчатая или пластинчатая форма кристаллов (рис. 133). Кристаллы ортита имеют ровные прямые грани («ортос» — по-гречески прямой).

Цвет смоляной-черный, темно-бурый. Блеск смолистый, жирный. Твердость 6. Плотность 4,1. Радиоактивен.

Происхождение. Магматическое — встречается как аксессуарный минерал в кислых интрузивных породах. Наиболее характерно пегматитовое происхождение, иногда образует крупные кристаллы (длиной до 10 см).

Месторождения. Известен в пегматитах Ильменских гор (Урал), Слюдянки (Прибайкалье) и в других местах.

Применение. Возможный источник редких земель и тория.

Каламин (галмей) $\text{Zn}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (ZnO 67,5%; SiO_2 25,0%; H_2O 7,5%).

Сингония ромбическая. Кристаллы мелкие, имеют таблитчатый или призматический вид, обычно образуют друзы, мелкокристаллические корочки (в пустотах), наблюдаются также почковидные, натечные формы.

Бесцветен или светлоокрашен (белый, светло-желтый, бледно-голубой). Блеск стеклянный. Твердость 5. Плотность 3,5.

Происхождение. Экзогенное — в зоне окисления полиметаллических месторождений; образуется за счет разрушения сфалерита. В зоне окисления ассоциирует со смитсонитом, церусситом, лимонитом, кальцитом, доломитом, сульфидами свинца и цинка.

Месторождения. В СССР известен на полиметаллических месторождениях Восточного Забайкалья—Кличкинском, Тайнинском и др. (Читинская область).

Применение. В случае больших скоплений совместно со смитсонитом является важной рудой на цинк (галмейные руды).

Кольцевые силикаты

Берилл $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ (Be 5,1%).

Сингония гексагональная. Кристаллы столбчатого вида, обычно представляют собой комбинацию гексагональной призмы и пинакоида, иногда головка кристаллов усложнена дипирамидами (см. рис. 32). Характерно нахождение в кристаллах; кристаллы крупные, масса их достигает нескольких десятков килограммов.

Цвет зеленый, желто-зеленый, голубой, белый, розовый. Блеск стеклянный. Излом неровный. Твердость 7,5—8. Плотность 2,7.

Разновидности. Прозрачные бериллы изумрудно-зеленого цвета носят название *изумруда*; зеленый цвет их обусловлен примесью хрома. Прозрачные, голубоватые бериллы цвета морской воды, называют *аквамарином* (от латинского «аква» — вода, «марэ» — море).

Происхождение. Пегматитовое — в ассоциации с полевым шпатом, кварцем, мусковитом, турмалином и другими минералами пегматитовых жил. Это важный промышленный тип бериллиевых руд. Также характерно пневматолитовое происхождение в грейзенах и высокотемпературных жилах; здесь берилл ассоциирует с топазом, вольфрамитом, касситеритом, молибденитом.

Месторождения. В СССР: берилл известен во многих пегматитовых жилах, изумруд — на Урале, аквамарин — в Забайкалье. За границей: в пегматитах США (штаты Мэн, Нью-Гемпшир), Южной Африки, Мадагаскара; крупное месторождение изумрудов находится в Колумбии (копи Мюсо) — в битуминозных известняках и сланцах в связи с пегматитами; аквамарин — в пегматитах Бразилии (Минас-Жерайс).

Применение. Используется как руда на бериллий, который применяется для получения легких сплавов с магнием, алюминием и

медью. Соли берилла применяются в различных отраслях промышленности. Изумруд — драгоценный камень первого класса. Аквамарин — также драгоценный камень.

Кордиерит $(\text{Mg, Fe})_2\text{Al}_3[\text{AlSi}_5\text{O}_{18}]$.

Сингония ромбическая. Кристаллы призматические, псевдогексагонального облика, чаще встречается в сплошных массах и неправильных вкрапленниках.

Цвет синий разных оттенков, реже фиолетовый, бесцветный. Спайность несовершенная. Твердость 7—7,5. Характерен стеклянный блеск.

Происхождение. Типичный минерал метаморфических пород — гнейсов и кристаллических сланцев. Встречается вместе с плагиоклазами, роговой обманкой, силлиманитом, андалузитом, биотитом. Иногда магматического происхождения — в эффузивных породах (трахитах, андезитах). При разложении переходит в слюдоподобные и талькоподобные продукты.

В СССР метаморфические породы с кордиеритом известны на Урале, в Восточном Саяне, на Патомском нагорье и в Забайкалье.

Турмалин $\text{Na}(\text{Mg, Fe})_3(\text{Al, Fe})_6[\text{BO}_3]_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{OH, F})_4$. Сложный бороалюмосиликат кольцевой структуры. Наряду с кремнекислородными тетраэдрами присутствуют боро- и алюмокислородные тетраэдры.

Сингония тригональная. Кристаллы удлиненные, столбчатые, вытянутые вдоль оси L_3 . Из простых форм преобладают тригональные и дитригональные призмы и пирамиды, иногда встречается моноэдр. Характерна штриховка кристаллов вдоль вертикальной оси и форма сферического треугольника в поперечном сечении (рис. 134). Размер отдельных кристаллов достигает 30—40 см, но обычно кристаллы мелкие.

Радиальнолучистые агрегаты турмалина носят название «турмалинового солнца» (рис. 135), чаще встречаются игольчатые и зернистые агрегаты.

Цвет различный: черный, бурый, розовый, зеленый, белый. Спайность отсутствует. Хрупкий. Блеск стеклянный. Твердость 7,5—8. Плотность 2,9—3,2. Обладает пирозлектрическими и пьезоэлектрическими свойствами.

Разновидности. Ш е р л — черный турмалин по составу железистый и железо-магнезиальный. Д р а в и т — бурый, магнезиальный. Р у б е л и т (сибирский рубин) — розовый, литиевый, марганцевый. А х р о и т — бесцветный, белый, щелочной. Кроме того, встречаются зеленые турмалины (от примеси Cr) и так называемые полихромные (многоцветные) турмалины — один конец их кристаллов обычно зеленого цвета, середина белая, другой конец кристалла розовый.

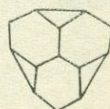
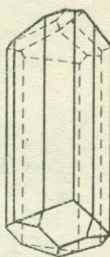
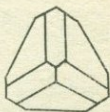


Рис. 134.
Кристалл турмалина

Подавляющая масса турмалинов черного цвета (шерлы). Цветные турмалины сравнительно редки и обычно встречаются в пегматитах с минералами лития, цезия, бериллия, тантала и ниобия.

Происхождение. Преимущественно пегматитовое. Наиболее крупные кристаллы (шерлы) иногда в значительном количестве встречаются в пегматитовых жилах с полевым шпатом, кварцем, мусковитом, биотитом. Цветные турмалины обычны для редкометальных пегматитов с альбитом, лепидолитом, бериллом, спо-

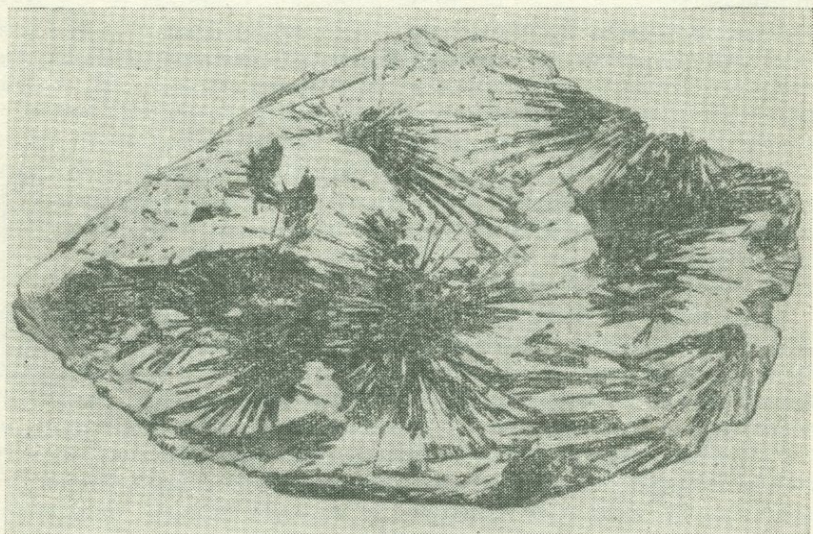


Рис. 135. Радиальнолучистые агрегаты турмалина («турмалиновое солнце») в тальковом сланце. Урал. Уменьш. в 3 раза

думеном, колумбитом. Распространены также в грейзенах с топазом и касситеритом (пневматолитовое происхождение), в рудных жилах (гидротермальные) и некоторых метаморфических и контактовых породах.

Месторождения. Встречаются в Туркестанском хребте в Средней Азии, на Урале, в Карелии, Восточной Сибири — в пегматитовых жилах с полевым шпатом, кварцем, мусковитом, биотитом; в Казахстане, в Средней Азии и Забайкалье — цветные турмалины в редкометальных пегматитах.

Применение. Благодаря пьезоэлектрическим и пьезоэлектрическим свойствам турмалины используются в радиотехнике; рубеллиты являются драгоценным камнем; при значительных скоплениях турмалин может служить в качестве сырья для получения бора (B_2O_3 от 8 до 12%).

Диоптаз (аширит) $\text{Cu}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}]\cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

Сингония тригональная. Кристаллы изумрудно-зеленого цвета образуют корочки и друзы. Твердость 5. Черта зеленая. Блеск стеклянный. Прозрачен или просвечивает. Плотность около 3,3.

Происхождение. Образуется в зоне окисления медных месторождений. Ассоциирует с хризоколлой, малахитом и другими минералами, характерными для этой зоны. Довольно редкий минерал. Прекрасные друзы и кристаллы диоптаза известны из месторождения Алтын-Тюбе в Казахстане и из месторождений Республики Заир.

Хризоколла — водный силикат меди, близкий по составу к $\text{CuSiO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

В группу силикатов кольцевой структуры помещен условно. Скрытокристаллический. Встречается в опаловидных натечных массах в виде корочек, примазок с пузырчатой поверхностью. Цвет голубой или зеленовато-голубой, черта зеленовато-белая. Блеск стеклянный или восковой. Твердость 2—3. Плотность 2,0—2,3.

Происхождение. Типичный минерал зоны окисления медных и других рудных месторождений, содержащих сульфиды меди. Встречается совместно с малахитом, азурином, купритом, самородной медью, гипсом, лимонитом, опалом.

Практического значения почти не имеет, редко идет в плавку с другими окисленными минералами меди. Является поисковым минералом на медь. Особенно широко распространена хризоколла на медных и других месторождениях Казахстана и Средней Азии.

Цепочечные силикаты

К силикатам цепочечной структуры относятся важные породообразующие минералы, составляющие группу п и р о к с е н о в. По химическому составу это силикаты Ca, Mg, Fe, в некоторых присутствует Al и щелочи (Na, Li). Для пироксенов характерно широкое изоморфное замещение одних элементов другими.

Кристаллы пироксенов имеют короткопризматический облик с почти квадратным поперечным сечением. Последнее обусловливается наличием у них спайности под углом, близким к прямому (87 и 93°). Пироксены подразделяются на ромбические и моноклинные.

Ромбические пироксены (ортопироксены)

Как показывают рентгеноструктурные исследования, относящиеся сюда минералы оказались не ромбическими, как полагали раньше, а тонко сдвойникованными минералами моноклиной сингонии, поэтому правильнее называть их псевдоромбическими.

Ромбические (псевдоромбические) пироксены образуют непрерывный изоморфный ряд от энстатита до гиперстена; минерал промежуточного состава по характерному бронзовому блеску назван бронзитом.

Энстатит $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Цвет светло-серый, зеленовато или желто-серый. Содержит немного FeO .

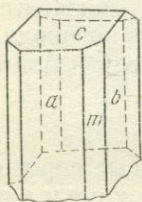
Гиперстен $(\text{Fe}, \text{Mg})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Цвет темно-коричневый, темно-серый, коричнево-зеленый. Содержит FeO более 15%.

Как видно, цвет в зависимости от увеличения содержания железа от энстатита к гиперстену становится более темным. Также изменяются плотность (от 3,1—3,2 у энстатита до 3,4—3,5 у гиперстена) и другие свойства. Твердость этих минералов 5,5—6. Блеск перламутровый, стеклянный у энстатита, до бронзового, металлоидного у железистых разновидностей. В хорошо выраженных кристаллах указанные минералы встречаются редко, обычно они образуют зерна неправильной формы и зернистые агрегаты.

Происхождение. Магматическое; энстатит, бронзит и гиперстен породообразующие минералы некоторых основных и ультраосновных горных пород. Спутниками являются оливин, серпентин, магнетит и основные плагиоклазы. При действии гидротермальных растворов легко изменяются и превращаются в серпентин (бастит) и тальк. Встречаются в кристаллических сланцах, гнейсах, а также в метеоритах.

Моноклинные пироксены (клинопироксены)

Здесь можно выделить: 1) пироксены, не содержащие Al (изоморфный ряд диопсид — геденбергит), 2) пироксены, содержащие Al (авгит), 3) щелочные пироксены (эгирин, сподумен).



Диопсид $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Цвет серый, зеленый, иногда бесцветен.

Салит $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Цвет зеленый разных оттенков.

Геденбергит $\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Цвет темно-зеленый до черного.

Рис. 136. Кристалл геденбергита: a (100), b (010), c (001), m (110)

Физические, оптические и другие свойства закономерно изменяются в зависимости от состава. Блеск стеклянный. Спайность средняя (по 110) под углом 87° . Твердость 5,5—6. Плотность от 3,27 (диопсид) до 3,55 (геденбергит).

Кристаллы имеют вид коротких призм (рис. 136), иногда они крупные, до 40 см. Для диопсида со Слюдянки (Прибайкалье) характерны друзы. Геденбергит нередко встречается в лучистых агрегатах, бывает волокнистый. Распространены также сплошные зернистые массы.

Разновидности. Б а й к а л и т — крупные, хорошо образованные призматические кристаллы диопсида, иногда прозрачные, зеленые (Слюдянка, Прибайкалье). Л а в р о в и т там же, ярко-зеленый диопсид (от примеси ванадия). В Довыренском массиве. в Северном Прибайкалье известен г о л у б о й д и о п с и д. Х р о м д и о п с и д — диопсид, содержащий до 3% Cr_2O_3 , изумрудно-зеленый. Встречается исключительно среди ультраоснов-

ных пород и в кимберлитах Якутии. М а н г а н г е д е н б е р - г и т — геденбергит, содержащий до 7% MnO , характерен для некоторых скарнов Средней Азии.

Происхождение. Минералы ряда диопсид — геденбергит характерны для контактов изверженных пород с известняками (скарнов). Обычными спутниками в скарнах являются кальцит, гранат, везувиан, тремолит, скаполит, флогопит и апатит (для диопсида), эпидот, волластонит. Из рудных минералов в пирок-

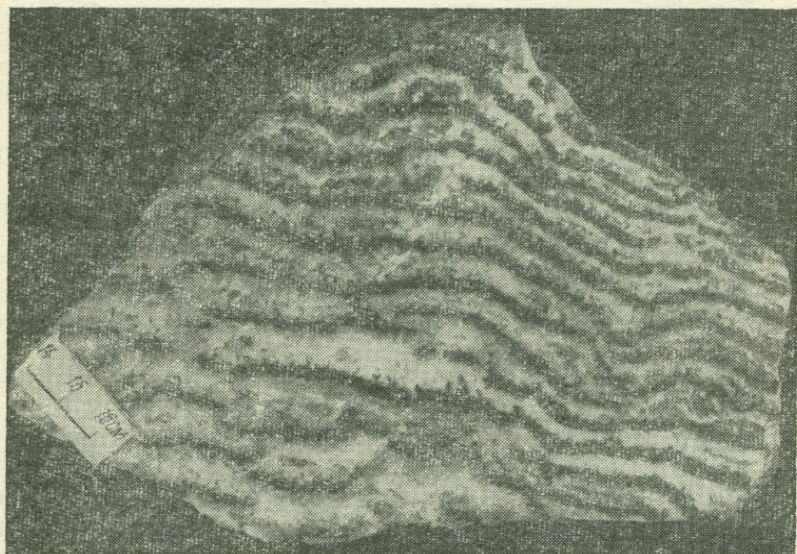


Рис. 137. Ритмичнополосчатое строение скарнов. Приморский край.
Темное — геденбергит, светлое — волластонит.

сен-гранатовых скарнах встречаются шеелит, молибденит, сульфиды Cu , Pb , Zn и магнетит. Скарны иногда выявляют ритмичнополосчатую структуру (рис. 137). Вторичные изменения заключаются в развитии по пироксенам уралита (роговой обманки, установленной впервые на Урале), хлорита и зеленовато-желтого минерала — нонтронита $(Fe, Al)_2[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$.

Диопсид имеет также магматическое происхождение, являясь породообразующим минералом основных и ультраосновных пород.

Месторождения. Скарновые месторождения Средней Азии, Урала, Северного Кавказа, Прибайкалья, Приморья и др.

Авгит $(Ca, Na)(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)(Si, Al)_2O_6$. Иногда содержит Mn , Ti , Sr .

Кристаллы короткопризматические, таблитчатые (рис. 138); агрегаты сплошные, зернистые.

Цвет черный, буро-черный, темно-зеленый. Блеск стеклянный. Спайность, как у всех пироксенов, средняя по (110) под углом 87° . Твердость 5—6,5. Плотность 3,2—3,6.

Разновидности. Диаллаг (листоватый авгит) — разновидность авгита, отличающаяся совершенной отдельностью по (100). Обыкновенный авгит темно-зеленого цвета. Базальтический авгит черного цвета (содержит Ti и Mn).

Происхождение. Магматическое — характерный породообразующий минерал в основных интрузивных и эффузивных породах. В габбро и диабазах встречаются темно-зеленые (обыкновенные) авгиты; в базальтах, андезитах, туфах, вулканических пеплах — хорошо образованные кристаллы черного (базальтического) авгита.

Известен также в контактах с известняками.

Продуктами вторичного изменения авгита являются уралит и хлорит.

Эгири $\text{NaFe}^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$.

Кристаллы длиннопризматические, столбчатые (рис. 139), иногда игольчатые; агрегаты шестоватые, лучистые.

Цвет зеленовато-черный, темно-зеленый. Черта светло-зеленая. Блеск стеклянный. Твердость 6—6,5. Плотность 3,5.

Разновидности. Акмит отличается от эгирина остроконечными кристаллами, содержит Ti и Al.

Происхождение. Встречается в щелочных изверженных породах, является составной частью нефелиновых сиенитов и связанных с ними пегматитов. Спутники — нефелин, микроклин, щелочные амфиболы и др.

Месторождения. Крупные кристаллы эгирина с нефелином и полевым шпатом известны в Вишневых горах на Урале, а также в щелочных породах Хибинских гор.

Сподумен $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, содержание Li_2O 8,1%.

Кристаллы, вытянутые, пластинчатые, крупные (рис. 140).

Цвет белый, серый, зеленоватый. Спайность совершенная. Блеск стеклянный. Твердость 6—7. Плотность 3,2. Похож на полевой шпат, от которого отличается уплощенными кристаллами, занозистым изломом и парагенезисом.

Происхождение. Пегматитовое, нередко кристаллы сподумена ориентированы поперек жилы. Парагенезис: кварц, полевой шпат, клевеландит, мусковит, лепидолит, полихромные и розовые турмалины, берилл, касситерит, танталит.

Месторождения. В СССР: в Средней Азии, Казахстане, Восточной Сибири. В некоторых месторождениях кристаллы сподумена достигают 1 м длины. За границей: в США (Дакота, Коннектикут) и на Мадагаскаре.

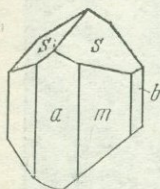


Рис. 138. Кристалл авгита: a (100), b (010), m (110), s (111)



Рис. 139. Эгирин в микроклине. Ильменские горы, Урал

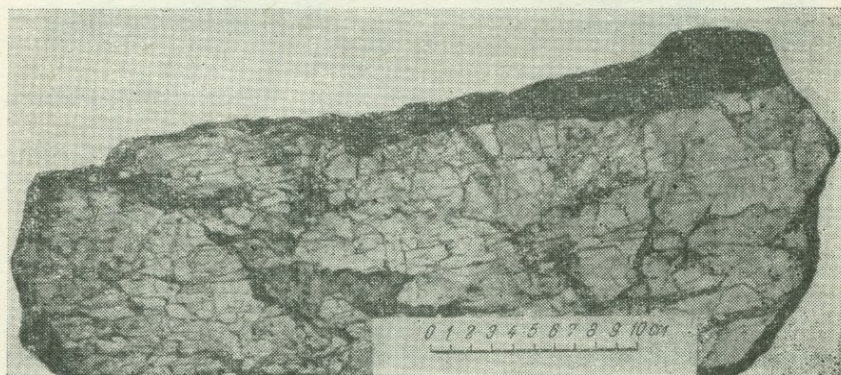


Рис. 140. Кристалл сподумена. Восточная Сибирь

Применение. Важнейшая руда на литий. Добавка лития к алюминию и свинцу придает им твердость и устойчивость к коррозии. Литий употребляется также в сплавах и в виде различных препаратов в медицине и фотографии.

Пироксеноиды

Относящиеся сюда минералы также имеют цепочечную структуру, но это цепочки особого рода. В отличие от пироксенов, имеющих радикал $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$, к пироксеноидам принадлежат минералы, характеризующиеся более сложными радикалами: $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$ и $[\text{Si}_5\text{O}_{15}]^{10-}$.

Воластонит (дошатый шпат) $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$. От пироксенов отличается иной конфигурацией кремнекислородных цепочек.

Сингония триклинная (псевдомоноклинная). Кристаллы таблитчатые с совершенной спайностью в одном направлении; агрегаты шестоватые, лучистые.

Цвет белый. Блеск стеклянный. Твердость 5. Плотность 2,9.

Происхождение. Характерен для контактов изверженных пород и кварцевых жил с известняками, причем располагается непосредственно в самом контакте. Находится в экзоконтактных зонах скарнов совместно с кварцем, гранатом, кальцитом, эпидотом и геденбергитом (см. рис. 137). Очень похож на тремолит.

Минерал довольно распространенный, известен в скарных месторождениях Дальнего Востока, Хакасии, Урала и Средней Азии.

Родонит (орлец) $\text{Mn}_5[\text{Si}_5\text{O}_{15}]$. Название происходит от греческого слова «родон» — розовый. Сингония триклинная. Кристаллы крайне редки; встречается в сплошных плотных массах.

Родонит легко узнается по розовому цвету в сплошных зернистых массах. Характерно присутствие черных прожилков и пятен от гидроокислов марганца. Твердость 6. Плотность 3,6.

Происхождение. 1. Контактное. 2. Метаморфическое — при метаморфизме осадочных месторождений марганца. Спутниками родонита являются родохрозит, псиломелан, гранат.

Месторождения. Известен близ пос. Малое Седельниково, около Свердловска.

Применение. Благодаря способности хорошо принимать полировку является ценным поделочным камнем; совместно с другими минералами марганца может служить рудой на марганец.

Ленточные силикаты

К силикатам ленточной структуры относится большая группа цветных породообразующих минералов — а м ф и б о л о в. Состав и структура их еще более сложные, чем у пироксенов. В отличие от последних амфиболы имеют более удлиненные призматические формы. Кристаллы их часто игольчатые, волокнистые;

поперечное сечение крупных кристаллов ромбовидное или шестигранное. Спайность более совершенная, чем у пироксенов, под углом 124° (рис. 141). Амфиболы содержат воду в гидроксильной форме, иногда F и Cl. Амфиболы подразделяются на моноклинные и ромбические, ниже мы рассмотрим только моноклинные.

Рис. 141. Форма кристаллов в поперечном сечении и трещины спайности у пироксенов (а) и амфиболов (б)

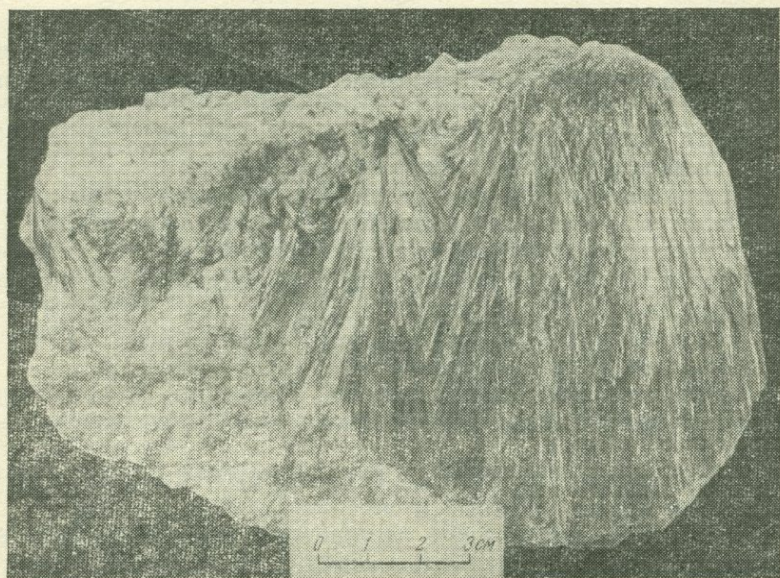
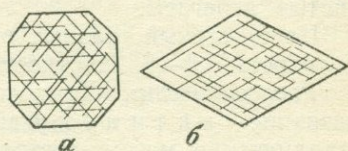


Рис. 142. Игольчатые кристаллы тремолита в диопсидовой породе. Слюдянка, Прибайкалье

Тремолит $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$.

Кристаллы удлинённые, вытянутые; агрегаты шестоватые, лучистые (рис. 142).

Цвет белый, светло-серый, светло-зеленый. Блеск стеклянный. Очень хрупок. Твердость 5,5—6. Плотность 2,9—3,0. От близкого по составу и происхождению актинолита отличается более светлой окраской. Иногда очень похож на волластонит (по форме агрегатов).

Происхождение. Скарновое — в контактах с известняками и метаморфическое — в кристаллических сланцах. Важнейшие спутники: диопсид, кальцит, доломит, тальк.

Актинолит (лучистый камень) $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$.

Название от греческих слов «актис» — луч и «литос» — камень.

Физические, оптические и другие свойства изменяются постепенно от тремолита к актинолиту (в зависимости от содержания железа). Кристаллы такие же, как у тремолита. Характерны лучистые агрегаты.

Цвет зеленый, разных оттенков. Хрупок. Излом занозистый. Твердость 5,5—6. Плотность до 3,3.

Разновидности. Тонковолокнистые мягкие агрегаты носят название актинолит-асбеста. Плотные скрытокристаллические массы, состоящие из перепутанных микроскопических волокнистых кристаллов, называются нефритом. Реже встречаются тремолитовые разновидности асбеста и нефрита.

Происхождение такое же, как и у тремолита. Распространен чаще, особенно в тальковых и хлоритовых сланцах. Иногда является главным породообразующим минералом (актинолитовые сланцы).

Нефрит образуется метасоматически в контактах серпентинитов с алюмосиликатными породами (габброидами).

Месторождения. Лучшие месторождения нефрита находятся в россыпях в западных отрогах Куньлуня в Китае (около Хотана), в Восточном Саяне по рекам Онон, Китой, а также в Бирме. В Восточном Саяне в последние годы открыты новые месторождения Улан-Ходинское, Оспинское и Ботогальское, найдены нефриты различной окраски: ярко-зеленый, темно-зеленый, салатный и др. Цвет нефрита зависит от количества Fe^{2+} и Cr^{3+} .

Применение. Благодаря большой вязкости нефрит прекрасно принимает полировку и служит красивым поделочным камнем.

Роговая обманка $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe})_4(\text{Al}, \text{Fe})[\text{Al}, \text{Si}]_4\text{O}_{11}\text{J}_2(\text{OH})_2$.

Химический состав сложный и непостоянный.

Кристаллы призматические, удлиненные; иногда агрегаты волокнистого или игольчатого сложения.

Цвет зеленый разных оттенков, от буро-зеленого до черного. Твердость 5,5—6. Плотность 3,0—3,5.

Роговая обманка весьма распространенный минерал.

Разновидности. Обыкновенная роговая обманка темно-зеленого цвета встречается в интрузивных и метаморфических породах и в контактовых зонах. Базальтическая роговая обманка бурого или черного цвета — в базальтах, туфах. В щелочных горных породах встречаются так называемые щелочные роговые обманки (богатые щелочами) черного или синего цвета. Вторичная роговая обманка, образующаяся в результате изменения пироксенов, особенно авгита, под воздействием гидротермальных растворов, носит название уралита. Процесс превращения пироксена в уралитовую роговую обманку называется уралитизацией.

Происхождение. В средних и щелочных интрузивных породах (например, в диоритах) роговая обманка имеет магматическое происхождение, являясь главным цветным компонентом породы; породообразующим минералом она является также в метаморфических породах — роговообманковых сланцах, гнейсах и амфиболитах. Менее обычная роговая обманка для контактового процесса и для малораспространенных пегматитов основной магмы, где она иногда наблюдается в крупных кристаллах.

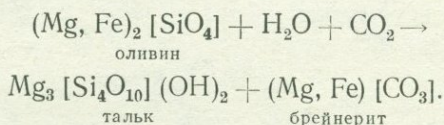
Листовые силикаты

Тальк $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$. Синонимы: стеатит, жировик, тальковый камень.

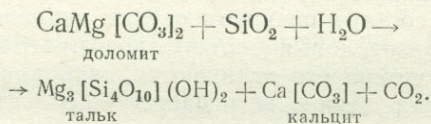
Сингония моноклинная. Образует листоватые, чешуйчатые или сплошные плотные массы. Листочки гибкие, но мало упругие.

Цвет зеленый, светло-зеленый, белый и серо-зеленый в сплошных массах. Блеск иногда перламутровый. Спайность весьма совершенная (по 001). Твердость 1. Плотность 2,8. Тальк легко узнается по низкой твердости и жирности на ощупь.

Происхождение. Образуется при гидротермальной переработке богатых магнием ультраосновных пород, являясь продуктом разрушения оливина и ромбических пироксенов:



Образуется также за счет доломитов при метаморфизме осадочных пород:



Спутниками талька являются серпентин, магнезит, доломит, актинолит, магнетит, гематит. Тальковые, тальк-актинолитовые и другие сланцы имеют очень широкое распространение.

Месторождения. В СССР: на Урале (Шабровское и др.), в Восточном Саяне (Онотское). За границей: в Китае, Канаде, Австрии, Южно-Африканской Республике.

Применение. В молотом виде тальк употребляется в бумажной, текстильной, резиновой, кожевенной, парфюмерной и других отраслях промышленности. Кусковой тальк — огнеупорный материал.

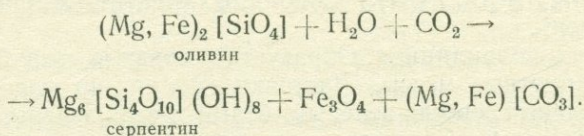
Серпентин (змеевик) $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_8$. Название „змеевик“ дано по цвету, напоминающему цвет змеиной кожи.

Сингония моноклинная. Образует плотные скрытокристаллические массы желто-зеленого или темно-зеленого цвета. Окраска

иногда пятнистая. Блеск стеклянный, жирный или восковой. Твердость около 2,5—4. Плотность 2,5—2,7.

Разновидности. Просвечивающий в краях желто-зеленый серпентин с восковым блеском носит название *о ф и т а*, или благородного серпентина. *Б а с т и т* — псевдоморфозы серпентина по энстатиту. *А н т и г о р и т* — листоватый серпентин. *Х р и з о т и л* — волокнистый серпентин.

Происхождение. Образуется за счет оливина в результате воздействия гидротермальных растворов на ультраосновные (перидотиты, дуниты) и карбонатные породы. Этот процесс носит название серпентинизации:



Обычными спутниками серпентина являются асбест, магнезит, хромит, магнетит, тальк и др.

Месторождения. Серпентиновые породы широко распространены на Среднем и Южном Урале, Северном Кавказе, в Казахстане и Восточной Сибири.

Находки серпентиновых массивов дают основание для постановки поисковых работ на асбест, тальк, руды хрома, никеля, платины и другие полезные ископаемые. Благородный серпентин идет на мелкие поделки.

Хризотил-асбест $\text{Mg}_6 [\text{Si}_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_8$. В переводе с греческого «хризотил» — золотое волокно, «асбестус» — негорючий. Асбестом называют параллельноволокнистые агрегаты, являющиеся по химическому составу разновидностями серпентина, тремолита и актинолита. Хризотиловый (серпентиновый) асбест является наиболее ценным, волокна его отличаются наибольшей прочностью.

Хризотил-асбест обычно встречается в серпентинитах (змеевиках) в виде тонких поперечноволокнистых прожилков (рис. 143). Цвет светло-зеленый, иногда золотистый. Блеск шелковистый. Твердость 2—3. Плотность 2,2. Длина волокон от долей миллиметра до 10—16 см. Волокна мягкие, гибкие, в распушенном виде белого цвета.

По происхождению аналогичен серпентину.

Месторождения. В СССР: Баженовское к северо-востоку от Свердловска (гор. Асбест), Лабинское на Северном Кавказе, Ильчирское в Восточном Саяне, Актотракское в Туве. В последние годы открыто крупное Молодежное месторождение хризотил-асбеста в Бурятской АССР. За границей: Тетфорд в Канаде, месторождения Южной Африки и др.

Применение. Асбестовое волокно употребляется для изготовления огнестойких тканей, теплоизоляции, тормозных автомобильных лент и во многих других отраслях промышленности.

Ревдинскит $(\text{Ni}, \text{Mg})_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$. Содержит до 11% NiO. Название дано по Ревдинскому району на Урале, где этот минерал был открыт.

Образует землистые коллоидальные массы бледного голубовато-зеленого цвета. Кристаллический ревдинскит называется *не-п у и т о м*.

Происхождение. Образуется в коре выветривания ультраосновных пород в ассоциации с халцедоном, гарниеритом, магнезитом, нонтронитом.



Рис. 143. Пржилки асбеста в змеевике. Баженовское месторождение, Урал

Месторождения. В СССР: месторождения силикатных никелевых руд известны в Ревдинском и Уфалейском районах на Урале. За границей: на о-ве Новая Каледония.

Применение. Важная руда на никель.

Минералы глин

Каолинит $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$. Название происходит от названия горы Каулинг в Китае, где добывался этот минерал.

Сингония моноклинная. Образует тонкодисперсные плотные массы; также землистый, порошокватый. Цвет белый, от примесей может быть разных оттенков. Твердость 1. Плотность 2,6. На ощупь жирный. В сухом состоянии прилипает к языку, во влажном образует пластическую массу.

Происхождение. Образуется при выветривании полевых шпатов, слюд и других алюмосиликатов (см. с. 102).

Каолинит входит в состав глин, мергелей, глинистых сланцев. Породы, состоящие из каолинита называют каолинами. Различают остаточные каолины, образовавшиеся на месте разложения алюмосиликатных пород, и переотложенные, связанные с размытием каолиновых пород, переносом их водными потоками и последующим отложением.

Месторождения. В СССР: на Украине — Часов-Ярское (Донецкая обл.), Глуховецкое (Винницкая обл.), по восточному

СВ

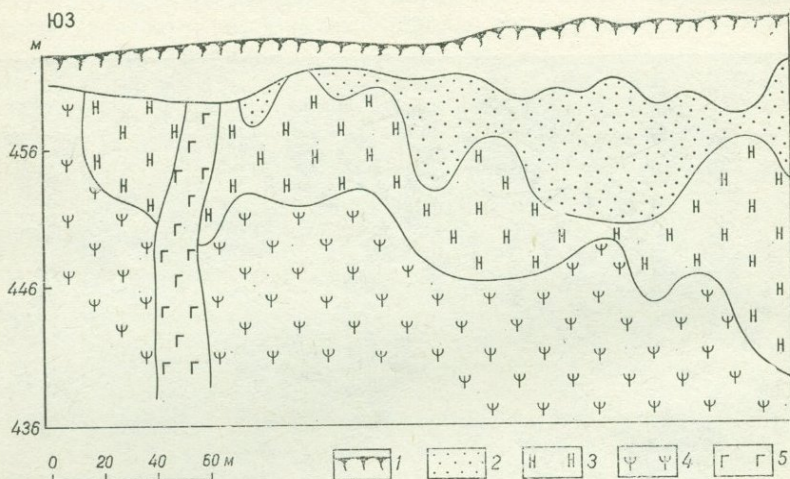


Рис. 144. Никельсодержащие нонтрониты, возникшие при выветривании ультрабазитов. Месторождение Новая Бурановка. Западный Казахстан.

1 — почвенный слой; 2 — зона окр; 3 — никельсодержащие нонтрониты; 4 — серпентиниты; 5 — дайки габбро-диабазов

склону Урала — Троицко-Байновское, известны в Ленинградской области, на Кавказе, в Восточной Сибири.

Применение. Каолиновые глины находят применение в строительном деле, керамической, бумажной промышленности, при производстве линолеума, красок, при бурении скважин и т. д.

К каолиниту близок по составу и другой минерал — **галлуазит** $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, образующий опалоподобные массы белого цвета с восковым блеском. Он типичен для коры выветривания основных пород и некоторых рудных месторождений.

Вместе с галлуазитом в коре выветривания встречается также **гарниерит** $\text{Ni}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Он образует плотные или землистые скрытокристаллические скопления голубовато-зеленого цвета. Гарниерит является важной силикатной рудой на никель, месторождения его известны на Южном Урале (Аккермановское, Халиловское).

К минералам глин также относится **монтмориллонит** $(\text{Al}_2\text{Mg}_3) \times [\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Он входит в состав так называемых бен-

тонитовых глин, характерной особенностью которых является сильное набухание в присутствии воды. Цвет белый, розовый, серый. Твердость 1. Образуется при выветривании эффузивных пород (туфов, пеплов).

И, наконец, в этой же группе минералов нужно указать **нонтронит** (Fe, Al_2)[Si_4O_{10}](OH) $_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Химический состав его непостоянен. Цвет нонтронита серо-зеленый, желто-зеленый для землистых агрегатов и более чистый желто-зеленый для псевдоморфоз по крупным кристаллам пироксена. Твердость около 2. В больших количествах образуется в коре выветривания ультраосновных пород, например, в Кемпирсайском массиве в Актюбинской области, где встречается в виде землистых масс зеленовато-желтого цвета. Никельсодержащие нонтрониты Актюбинской области являются хорошей рудой на никель (месторождения Бурановка, Чугуевское и др., рис. 144). Чистые разности нонтронита характерны, например, для зоны окисления пироксеновых скарнов Средней Азии, где он развивается по крупным кристаллам геденбергита (Ингичке, Лянгар и др.).

Минералы глин уверенно различаются лишь при термических и рентгеноструктурных исследованиях и под электронным микроскопом.

Слюды

К слюдам относится большая группа важных породообразующих минералов, объединяемых общностью ряда физических свойств. Внешне все слюды сходны. Они имеют листоватый облик и весьма совершенную спайность по (001).

В структуре слюд кремнеалюмоокислородные пачки листов связаны между собой через катионы; вдоль плоскостей этих пачек происходит наиболее легкое раскалывание (спайность).

Сингония моноклиновая. Кристаллы листоватые, чешуйчатые. При благоприятных условиях роста кристаллы приобретают псевдогексагональный облик с удлинением вдоль вертикальной оси, перпендикулярной к спайности (рис. 145). Размеры кристаллов различны: от микроскопических до пластин в несколько квадратных метров. На Чуйском месторождении найдены кристаллы мусковита массой в тонну. Такие же кристаллы флогопита были встречены в Слюдянском месторождении (Южное Прибайкалье).

Листочки слюд упругие, некоторые при расщеплении в темноте светятся. Если смотреть через тонкую пластину слюды на светящийся предмет, то иногда наблюдается шести- и двенадцатилуче-

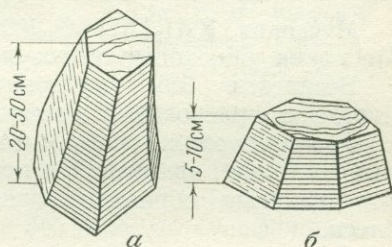


Рис. 145. Природные кристаллы флогопита:

а — вытянутый, б — плитчатый

вая звезда (особенно на некоторых флогопитах со Слюдянки), что вызывается ориентированными включениями игл рутила.

Твердость около 2. Плотность до 3,2. Безжелезистые слюды характеризуются диэлектрическими свойствами и огнестойкостью.

Слюды широко распространены в природе. На их долю приходится около 3,7% всех минералов земной коры. Они являются составной частью многих изверженных и метаморфических горных пород. Промышленное значение имеют слюды пегматитового и контактово-метасоматического происхождения.

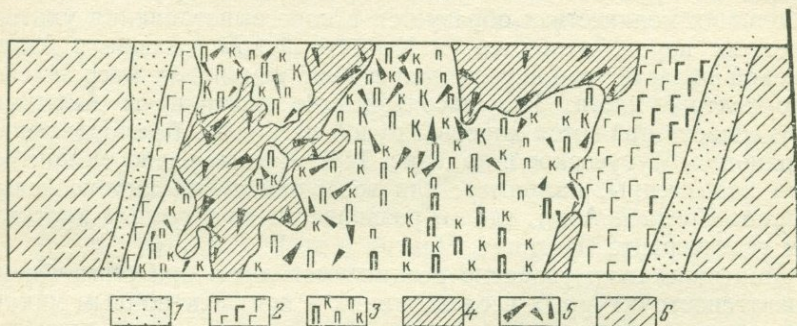


Рис. 146. Пегматитовая жила с мусковитом (Бирюсинское поле).

1 — пегматит аплитовидной структуры; 2 — пегматит графической структуры (грубо- и тонкозернистой); 3 — пегматит пегматитной структуры (П — полевошпат, К — кварц); 4 — кварцево-мусковитовый замещающий комплекс; 5 — кристаллы мусковита; 6 — гнейсы

Мусковит $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$. Название происходит от Москвы (Московского государства).

Бесцветен или желтоватого, светло-коричневого цвета, иногда с красноватым оттенком.

Разновидности. **Серицит** — мелкокристаллический светлый мусковит, являющийся продуктом разрушения алюмосиликатов (главным образом полевых шпатов). Имеет шелковистый блеск.

Фуксит — хромсодержащая разновидность мусковита ярко-зеленого цвета, характерная для лиственитов.

Происхождение. Магматическое — в изверженных породах; метаморфическое — в кристаллических сланцах. Крупные пластины мусковита промышленного значения находятся в пегматитовых жилах (рис. 146) в ассоциации с микроклином, олигоклазом, биотитом, шерлом, апатитом.

Месторождения. В СССР: на севере Иркутской области в бассейнах рек Мамы и Чуи (рудники Малый Северный, Колотовка, Чуйский), в Карелии (Энское и др.) и в Восточном Саяне (Бирюсинское). За границей: в Индии и Бразилии.

Применение. Около 90% всей продукции мусковита идет в электропромышленность, радиотехнику и приборостроение,

где используются его диэлектрические свойства. Крупные прозрачные пластины мусковита вставляют в окна металлургических и химических печей. Слюданой порошок (скрап), получающийся при резке листовой слюды, используется как огнестойкий кровельный материал, в производстве огнестойких обоев, бумаги, красок, смазочных материалов и автомобильных шин.

Флогопит $\text{KMg}_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$.

Цвет бурый, коричневый разных оттенков.

Происхождение. Контактво-метасоматическое (скарновое) — характерен для некоторых магнезиальных контактовых зон докембрийского возраста. Ассоциирует с диопсидом, кальцитом, апатитом, скаполитом, шпинелью и другими контактовыми минералами (рис. 147).

Месторождения. В СССР: Слюдянское на южном берегу озера Байкал, Алданские (Эмельджакское, Леглиерское и др.) в Якутии, Ковдорское на Кольском полуострове. За границей: в Канаде, Южной Африке, Индии.

Применение то же, что и мусковита.

Биотит $\text{K}(\text{Fe}, \text{Mg})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$.

Цвет черный. Содержит железо и поэтому не пригоден в качестве диэлектрика. Среди слюд является наиболее распространенным минералом.

Разновидности. Лепидомелан — не содержит магния, черного цвета, характерен для щелочных пород (Урал).

Происхождение. Магматическое (биотитовые граниты); пегматитовое — в жилах с мусковитом и без него; метаморфическое — в различных сланцах и гнейсах.

Лепидолит $\text{KLi}_2\text{Al}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$ — литневая слюда.

Цвет розовый, светло-фиолетовый. Листочки в отличие от других слюд не дают больших пластинок. Часто образует изогнутые скорлуповатые формы и тонкозернистые массы.

Происхождение. Встречается в редкометальных пегматитах и грейзенах. В пегматитах ассоциирует с клевеландитом, кварцем, сподуменом, полихромными турмалинами, бериллом.

Месторождения. В СССР: в Казахстане, на Урале и в Забайкалье.

Применение. При достаточных скоплениях может служить рудой на литий.

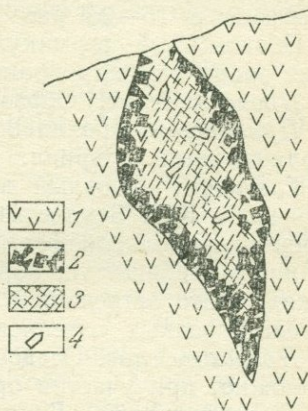


Рис. 147. Поперечный разрез кальцевой жилы с флогопитом (по П. Н. Маркову)
1 — диопсидовая порода; 2 — флогопит; 3 — кальцит; 4 — кристаллы голубого апатита

Гидрослюды

Гидрослюды представляют собой измененные слюды и являются промежуточными образованиями между слюдами и минералами глин.

Сингония их моноклиная. Состав сложный и непостоянный. Похожи на слюду, но листочки не упругие.

Вермикулит $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3[(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. «Вермикулюс» — червячок; название дано потому, что при нагревании минерал червеобразно изгибается, вспучивается, увеличиваясь в объеме в 15—25 раз.

Обожженный вермикулит очень легкий, плавает на воде. Цвет золотисто- или бронзово-желтый. Твердость 1—1,5.

Происхождение. Образуется за счет биотита и флогопита.

Применение. Прокаленный вермикулит применяется как тепло-изоляционный материал.

Глауконит — водный алюмосиликат K, Fe, и Al; содержит 4,0—9,5% K_2O . Землистый, обычен в осадочных породах в виде зерен неправильной формы, особенно в песчаных, глинистых и глинисто-карбонатных породах. Цементирует песчаники в песчаниках, часто встречается в песках (глауконитовые пески). Цвет зеленый разных оттенков.

Происхождение. Осадочное — образуется в морях и океанах, возможно, при участии организмов.

Месторождения. Глауконитовые пески известны во многих местах европейской части СССР — на Украине, в Курской, Орловской и Кировской областях.

Применение. Глауконит может служить калийным удобрением, применяется как зеленая краска, а также для очистки воды, идущей в котлы.

Хлориты

К хлоритам относят обширную группу слюдоподобных минералов сложного состава. Название дано по зеленому цвету минералов («хлорос» по-гречески — зеленый).

Хлориты — алюмосиликаты магния, железа и алюминия, иногда содержат никель и хром.

Все хлориты кристаллизуются в моноклиной сингонии. Обычно они образуют листоватые, чешуйчатые агрегаты и сплошные массы, для некоторых (шамозита) характерны скрытокристаллические агрегаты и оолиты. Спайность хлоритов по (001) весьма совершенная, листочки гибкие, но в отличие от слюд не упругие. Цвет зеленый разных оттенков до зеленовато-черного. Твердость 2—3. Плотность 2,6—2,9.

Общая формула хлоритов $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_3(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] \times (\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH})_6$. Написание такой формулы связано со структурными особенностями хлоритов: трехслойные пакеты типа талька

$\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ чередуются с однослойными пакетами типа брусита $\text{Mg}(\text{OH})_2$. Большое разнообразие химического состава хлоритов обусловлено широкими изоморфными замещениями главных элементов $\text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mn}^{2+} \rightarrow \text{Ni}^{2+}$, $\text{Al}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Cr}^{3+}$, а также $\text{Si} + \text{Mg} \rightarrow \text{Al}_2$ и $\text{Mg}_3 \rightarrow \text{Al}_2$.

Немецкий ученый Х. Штрунц выделяет ряд т а л ь к - х л о р и т а ($\text{Mg} : \text{Fe} > 1 : 1$), т. е. магнезиальных хлоритов, или просто хлоритов, и ряд ф е р р о х л о р и т а (лептохлорита), или железистых хлоритов.

К магнезиальным хлоритам относятся следующие минеральные виды, уверенно различить которые можно только после детальных исследований состава.

Пеннин $(\text{Mg}, \text{Al})_3(\text{OH})_2[\text{Al}_{0,5-0,9}\text{Si}_{3,5-3,1}\text{O}_{10}]\text{Mg}_3(\text{OH})_6$.

Клинохлор $(\text{Mg}, \text{Al})_3(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]\text{Mg}_3(\text{OH})_6$.

Прохлорит (рипидолит) $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_3(\text{OH})_2[\text{Al}_{1,2-1,5}\text{Si}_{2,8-2,5}\text{O}_{10}]\text{Mg}_3(\text{OH})_6$.

Цвет пеннина и клинохлора зеленый различных оттенков (травяно-зеленый, бутылочно-зеленый). Твердость около 2,5. Спайность весьма совершенная. Эти минералы образуют мягкие гибкие и упругие листочки, чешуйчатые и пластинчатые агрегаты. Различать хлориты можно по кривым нагревания и характеру дегидратации. Хлориты широко распространены в природе. Часто являются главными пороодообразующими минералами. Таковы тальк-хлоритовые, серицит-кварц-хлоритовые, хлорит-актинолитовые и многие другие сланцы, широко распространенные, например, на Урале.

Происхождение их метаморфическое. Они характерны для метаморфических пород слабой степени метаморфизма и образуют зеленые так называемые хлоритовые сланцы. Широко известный в природе процесс хлоритизации заключается в переходе роговой обманки и биотита в хлорит. Наличие хлоритов может также указывать на низкотемпературные гидротермальные условия переработки горных пород, содержащих силикаты магния и железа.

Прохлорит нередко встречается в «присыпках» на кристаллах кварца и других минералов, образующихся в жилах альпийского типа. На хромистом железнике встречаются хромсодержащие разновидности пеннина и клинохлора фиолетового цвета — к е м - м е р е р и т и к о ч у б е и т (Актюбинская обл.).

Среди феррохлоритов (железистых хлоритов) нужно отметить шамозит и тюрингит, которые характерны для осадочных и осадочно-метаморфических месторождений железа, образованных в условиях среды с недостатком кислорода.

Шамозит $(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{Fe}, \text{Mg})_3(\text{O}, \text{OH})_6$.

Тюрингит $(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_3(\text{OH})_2[\text{Al}_{1,2-2}\text{Si}_{2,8-2}\text{O}_{10}](\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3(\text{O}, \text{OH})_6$.

Эти минералы трудны для диагностики, установление их возможно только по результатам химического анализа. Однако ша-

мозит иногда можно отличить и макроскопически по оолитовой структуре и зеленовато-черной черте. Цвет шамозита зеленовато-черный до черного. Для него характерен парагенезис с сидеритом и сульфидами железа. Тюрингит обычно образует скрытокристаллические, коллоидно-дисперсные агрегаты темно-зеленого цвета. При достаточных скоплениях шамозит и тюрингит могут служить рудой на железо.

Каркасные силикаты

Среди алюмосиликатов каркасной структуры ниже рассматриваются четыре группы: а) полевые шпаты, б) фельдшпатиды (содержат меньше SiO_2 и больше щелочей по сравнению с полевыми шпатами), в) скаполиты, г) цеолиты.

Полевые шпаты

Полевые шпаты разделяются по составу на натрово-кальциевые (плагиоклазы) и калиевые (ортоклаз и микроклин).

Плагиоклазы представляют собой изоморфный ряд с двумя крайними членами: альбитом $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и анортитом $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Смесируемость этих компонентов полная; Na и Si замещается Ca и Al. Название происходит от греческого слова «плагиоклаз» — косораскалывающийся, в связи со спайностью, которая в плагиоклазах проходит под углом, заметно отличающимся от прямого (на $3,5\text{--}4^\circ$). Это название дано в отличие от моноклинных полевых шпатов, которые имеют угол между плоскостями спайности, равный 90° . Сингония плагиоклазов триклинная.

Плагиоклазы имеют огромное значение в петрографии для классификации изверженных пород, поэтому они хорошо изучены. Е. С. Федоровым была предложена их классификация, основанная на процентном содержании анортитовой составляющей. Исходя из этого, плагиоклазы разбиты по номерам:

		№ плагиоклазов
Альбит (Ab) $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	Изоморфные смеси альбита и анортита	0—10
Олигоклаз		10—30
Андезин		30—50
Лабрадор		50—70
Битовнит		70—90
Анортит (An) $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$		90—100

Номер плагиоклаза точно характеризует его состав. Так, плагиоклаз № 36 соответствует андезину, он содержит 36% анортитовой составляющей и 64% альбитовой.

Ввиду того что содержание кремнекислоты от альбита к анортиту постепенно падает (от 68,81% в альбите до 43,28% в анортите), плагиоклазы от № 0 до № 30 носят название кислых, от № 30 до № 50 — средних и от № 50 до № 100 — основных. Кислые плагиоклазы наиболее распространены и встречаются в кислых изверженных горных породах.

Плагиоклазы обычно характеризуются неправильными зернами, вкрапленными в породу; образуют зернистые агрегаты, иногда друзы (альбит). Хорошо образованные кристаллы редки.

Очень характерны сложные полисинтетические двойники (рис. 148) по альбитовому закону — плоскость срастания (010). Они хорошо распознаются под микроскопом при скрещенных николях; одни индивиды имеют вид темных полос, другие — светлых (рис. 149, правый).

Цвет плагиоклазов белый, серый, иногда с различными оттенками. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по (001) и (010). Твердость 6—6,5. Плотность непрерывно повышается от альбита (2,61) до анортита (2,76).

Уверенно определить плагиоклаз и установить его состав (т. е. номер) можно химическим путем и при микроскопическом исследовании при помощи универсального столика Е. С. Федорова. По внешним признакам в некоторых случаях удается определить только альбит и лабрадор (и при известном навыке олигоклаз).

Происхождение. Магматическое — в изверженных породах; пегматитовое; метаморфическое — в кристаллических сланцах.

Альбит $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Название происходит от латинского слова «альбус» — белый.

Цвет белый. В некоторых пегматитовых жилах образует характерные пластинчатые агрегаты, часто вместе с ортоклазом, топазом, бериллом и морионом (рис. 150). В редкометальных пегматитах обычен сахаровидный зернистый альбит и листоватый альбит — *клевеландит*, белого или голубоватого цвета. В изверженных породах альбит без микроскопа неопределим.

Лабрадор. Назван по полуострову Лабрадор в Северной Америке, где встречаются породы, целиком состоящие из лабрадора — лабрадориты.

Цвет серый, темно-серый. Характерны синие отливы на плоскостях спайности (010). Такие отливающие в кристаллах синим цветом лабрадорные породы хорошо принимают полировку и служат красивым облицовочным материалом. В Москве ими облицована нижняя часть Мавзолея В. И. Ленина, многие здания и станции метро. Крупные месторождения лабрадора находятся в Житомирской области на Украине (Турчинское и др.).

Ортоклаз $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Ортоклаз по-гречески значит «прямо-колющийся» — указание на направления совершенной спайности, идущие под прямым углом.

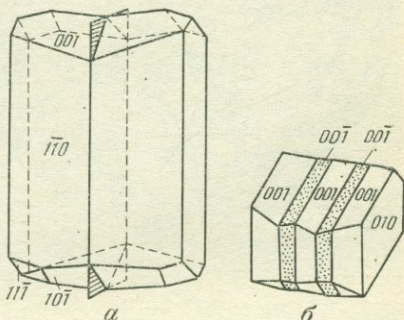


Рис. 148. Альбитовые двойники: а — простой, б — полисинтетический

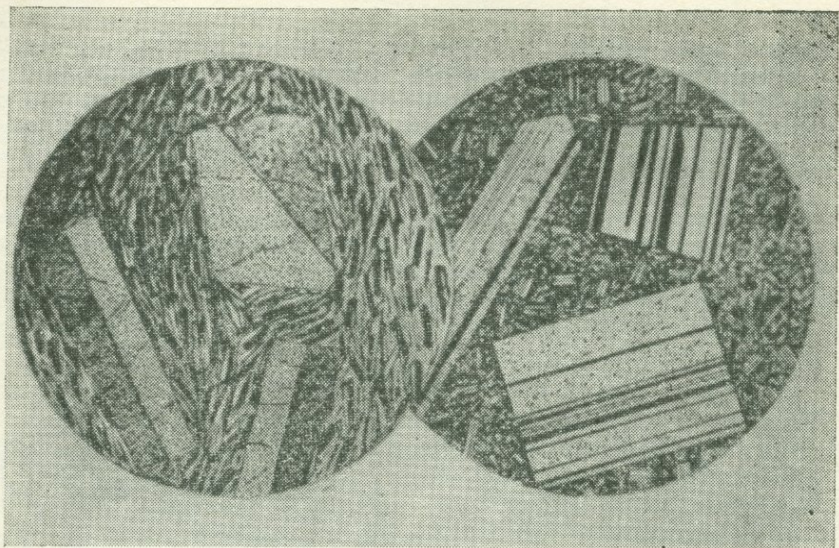


Рис. 149. Двойники полевых шпатов под микроскопом

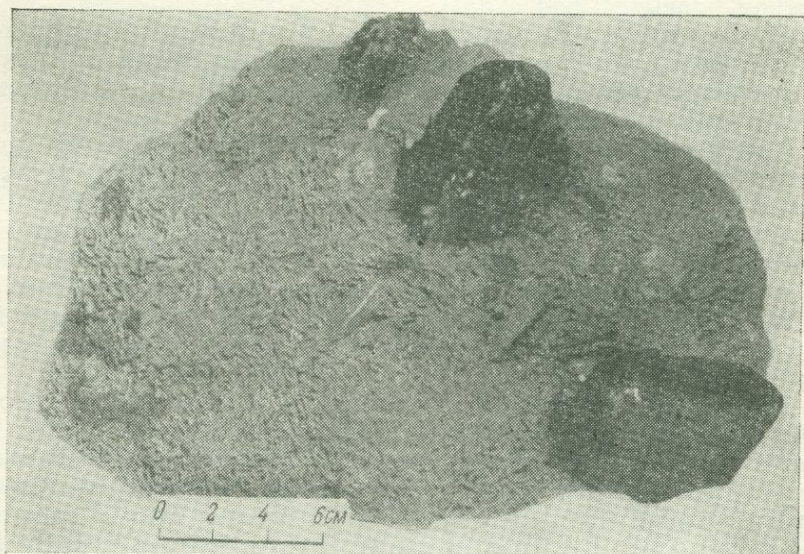


Рис. 150. Пластинчатый альбит с морионом (темное). Мурзинка, Урал

Сингония моноклиная. Кристаллы хорошо выражены, часто встречаются в двойниках (рис. 151), также образуют сплошные кристаллические массы.

Цвет светло-серый, светло-розовый до мясо-красного. Блеск стеклянный. Твердость 6—6,5. Плотность 2,5—2,6.

Разновидности. Высокотемпературная, бесцветная модификация $K[AlSi_3O_8]$, выделяемая иногда в самостоятельный минеральный вид, носит название *сандидина*; она характерна для эффузивных пород. *Адуляры* — водяно-прозрачный полевой шпат клиновидной формы, встречается в жилах альпийского типа. Адуляры нежно-голубого цвета с серебристым отливом называются *лунным камнем*.

Происхождение. Магматическое — в кислых и средних изверженных породах, а также в пегматитах (рис. 152). При выветривании подвергается каолинизации.

Микроклин $K[AlSi_3O_8]$. В переводе с греческого — «незначительно отклоненный», так как угол между плоскостями спайности в отличие от ортоклаза отклоняется от прямого на 20° .

Сингония триклинная. По внешнему виду неотличим от ортоклаза. Под микроскопом при скрещенных николях характерны «решетчатые» двойники (рис. 153). Кристаллы иногда достигают гигантских размеров, в пегматитовых жилах нередко обособления микроклина массой в десятки тонн.

Цвет белый, серый, розовый, желтый, красный. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по (001) и (010). Твердость 6—6,5. Плотность 2,54—2,57.

Редкая *разновидность* микроклина зеленого цвета называется *амазонитом*, или *амазонским камнем*.

Происхождение. Магматическое, крупные кристаллы встречаются в пегматитовых жилах.

Широко распространены закономерные прорастания калиевых полевых шпатов кварцем и альбитом. Первые носят название «*врейского камня*», или *письменного гранита* (см. рис. 67), и типичны для первых стадий пегматитового процесса. Вторые называются *пертитами*, чаще это микроклин-пертиты. Линзовидные волокна более светлого альбита иногда заметны на глаз.

Месторождения. Крупные месторождения керамических пегматитов находятся в Карелии; амазонит известен в Ильменских горах на Урале, в Казахстане и Забайкалье.

Применение. Калиевые полевые шпаты из пегматитовых жил (главным образом микроклин) служат сырьем для керамической и стекольной промышленности. Лунный камень употребляется в ювелирном деле, амазонит для поделок.

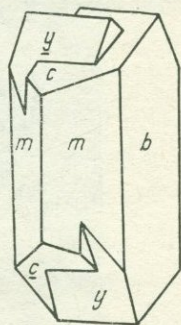


Рис. 151. Двойник ортоклаза: *b* (010), *c* (001), *m* (110), *y* (201)



Рис. 152. Друза микроклина и дымчатого кварца из пегматита. Урал. Нат. вел.

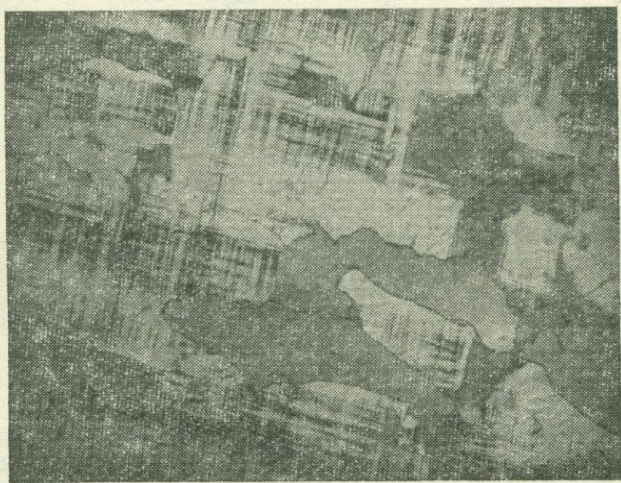


Рис. 153. Микроклин под микроскопом (микроклиновая решетка)

Лейцит $K[AlSi_2O_6]$. «Лейкос» по-гречески — светлый. Минерал псевдокубический. Кристаллы в виде тетрагон-триоктаэдров (рис. 154), часто оплавлены, шаровидной формы.

Цвет белый, пепельно-серый. Блеск стеклянный. Спайности нет. Твердость 5,5—6. Плотность 2,5.

Происхождение. Лейцит является минералом молодых эффузивных пород, встречается в лавах, туфах и вулканических пеплах. Образуется при застывании лав, богатых калием и бедных кремнекислотой, поэтому вместе с кварцем не встречается.

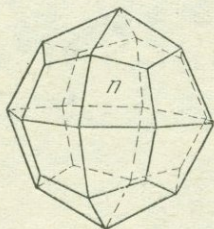


Рис. 154. Кристалл лейцита:
n (211)

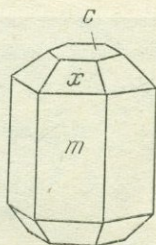


Рис. 155. Кристалл нефелина: c (0001),
m (10 $\bar{1}$ 0), x (40 $\bar{4}$ 1)

Месторождения. Крупные красивые кристаллы известны в Италии (Везувий, Альбанские горы), редко в Закавказье.

Применение. При значительном содержании лейцита в породе последняя может служить сырьем для получения алюминия и калийных удобрений.

Нефелин $Na[AlSi_3O_8]$.

Сингония гексагональная. Кристаллы мелкие, призматические (рис. 155), образуют вкрапленники, а также сплошные сливные массы с жирным блеском — э л е о л и т.

Бесцветный, серый, красноватый, зеленоватый. Блеск жирный. Спайности нет. Твердость 5,5. Плотность 2,6.

Важным диагностическим признаком нефелина является рыхлая серая корка на его поверхности, образующаяся в результате выветривания.

Происхождение. Магматическое — встречается в породах, бедных кремнекислотой и богатых натрием (в нефелиновых сиенитах и щелочных пегматитах). Ассоциирует с апатитом, эгирином, полевым шпатом, биотитом, ильменитом, титанитом, цирконом и другими минералами щелочных пород. Не встречается в парагенезисе с кварцем.

Продуктами гидротермального изменения нефелина являются канкринит — алюмосиликат Ca, содержащий CO_2 , серого или желтого цвета, и содалит $Na_8[AlSi_3O_8]_6Cl_2$ синего цвета.

Месторождения. Нефелин известен на Кольском полуострове, где добывается совместно с апатитом, а также в Ильменских и

Вишневых горах на Урале (минералогическое значение). Крупное месторождение нефелина обнаружено в предгорьях Кузнецкого Алатау (Белогорск).

Применение. Руда на алюминий, используется в стекольной и фарфоровой промышленности.

Скаполиты

Под этим названием объединяется группа минералов, представляющих собой изоморфный ряд с двумя крайними членами: мариалитом $\text{Na}_4[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_3\text{Cl}$ и мейонитом $\text{Ca}_4[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_3[\text{Cl}_2\text{CO}_3]$,

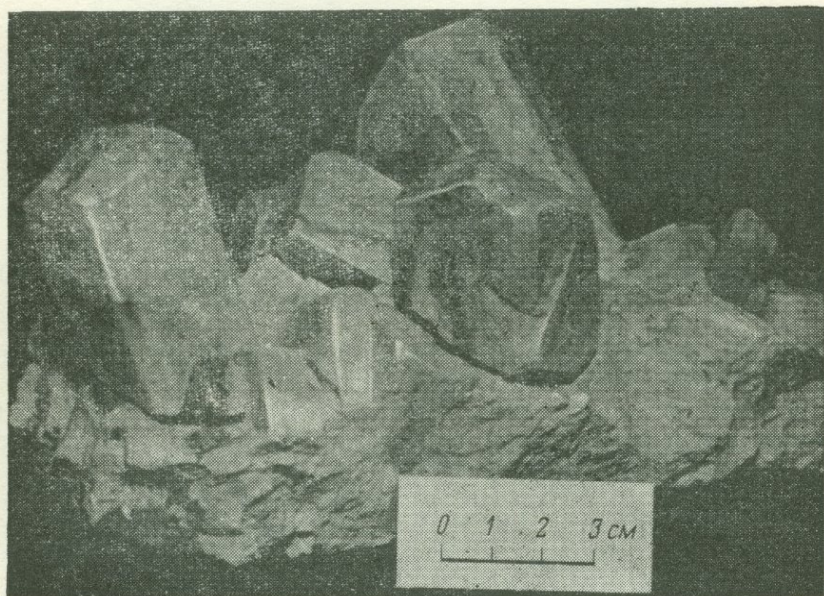


Рис. 156. Друза кристаллов скаполита. Слюдянка, Прибайкалье

SO_4]. Название происходит от греческих слов «скапос» — столб и «литос» — камень, в связи с формой кристаллов.

Сингония тетрагональная. Кристаллы призматические, вытянутые вдоль оси L_4 . Из простых форм хорошо различаются тетрагональные призмы и дипирамиды. Размер кристаллов достигает нескольких десятков сантиметров; иногда они образуют друзы (рис. 156). Агрегаты сплошные, зернистые.

Цвет скаполита белый, серый с зеленоватым оттенком. Блеск стеклянный. Спайность средняя. Излом неровный. Твердость 5—6. Плотность 2,61—2,75.

Разновидности. Глауколит — сплошной зернистый бледно-фиолетового цвета (Слюдянка, Прибайкалье).

Происхождение. Скаполиты встречаются в контактах с известняками, где они сопровождаются диопсидом, кальцитом, флогопитом, апатитом, тремолитом, титанитом, а также в некоторых метаморфических породах.

Цеолиты

Цеолиты составляют группу водных алюмосиликатов, насчитывающих около 40 минеральных видов, из них только 7 широко распространены в природе.⁵ Преимущественно это алюмосиликаты кальция и натрия, реже калия и бария, при почти полном отсутствии железа и магния. Характерным для них является присутствие так называемой «цеолитной воды», которую при осторожном нагревании можно полностью удалить без нарушения структуры минералов. Вода при этом выделяется постепенно с повышением температуры. В этом состоит отличие цеолитов от минералов, содержащих конституционную воду, выделение которой возможно лишь при разрушении всей структуры. Цеолиты вспучиваются при нагревании. Отсюда происходит их название: «цео» по-гречески² — вскипать.

Постепенное выделение воды из цеолитов есть следствие их структуры, наличия пустот и каналов, в которых находится вода. Интересно, что при соответствующих условиях цеолиты могут снова поглощать воду и быть, таким образом, снова насыщенными. Кроме воды, обезвоженный цеолит может поглощать спирт, аммиак, сероводород и другие вещества. Отсюда ясно, что содержание воды или других веществ в цеолитах зависит от среды, в которой они находятся, и условий — температуры, давления, влажности.

Другое свойство цеолитов — способность обменивать одни основания на другие. Практическая ценность цеолитов и состоит в использовании их адсорбционных и ионообменных свойств, они применяются для очистки питьевой воды, очистки промышленных и бытовых стоков (охрана окружающей среды) и в сельском хозяйстве (удерживают воду и удобрения в почве). Практическое применение имеют широко распространенные цеолиты вулканогенно-осадочных толщ **шабазит** $(\text{Na}_2\text{Ca})[\text{AlSi}_2\text{O}_6]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, **морденит** $(\text{Ca}, \text{Na}_2\text{K}_2)[\text{AlSi}_5\text{O}_{12}]_2 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ и некоторые другие; большинство цеолитов представляют лишь минералогический интерес.

Кристаллизуются цеолиты в различных сингониях. Для многих характерны лучистые агрегаты и сростки кристаллов. Цвет их белый, иногда красноватый от механической примеси окислов железа. Блеск стеклянный. Твердость 5—5,5. Плотность 2,2—2,4.

Происхождение. Цеолиты в основном образуются за счет перекристаллизации вулканических пеплов и туфов, они типичны и для эффузивных пород, встречаясь в миндалевидных пустотах базальтов. Цеолиты гидротермального происхождения, характеризуют последние стадии гидротермальной деятельности (низкотемпературные образования).

Месторождения. На Северном Кавказе, в Закавказье, в Крыму, в Карпатах, на Камчатке и в области распространения траппов на Сибирской платформе.

Натролит $\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Сингония ромбическая. Образует длиннопризматические кристаллы, иногда срастающиеся в друзы; часто встречается в радиальнолучистых агрегатах и зернистых массах (рис. 157).

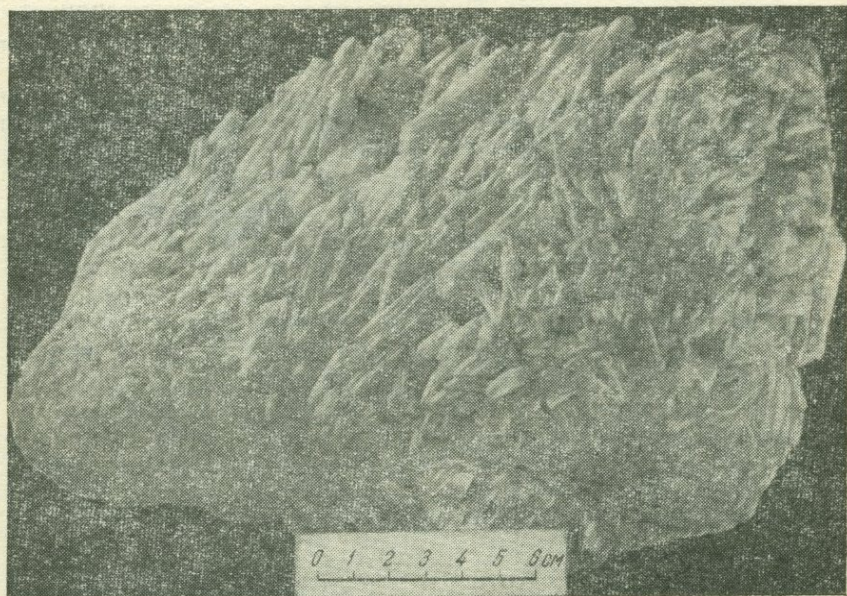


Рис. 157. Натролит. Вишневые горы, Урал.

Бесцветный, белый. Блеск стеклянный. Спайность средняя. Твердость 5—5,5. Плотность 2,2—2,5.

Образуется в миндалевидных пустотах базальтов, а также как наиболее поздний гидротермальный минерал в щелочных пегматитах Вишневых и Ильменских гор на Урале и в Хибинах на Кольском полуострове.

Контрольные вопросы

1. Какие признаки положены в основу классификации силикатов?
2. Перечислите главные типы структур силикатов. Приведите примеры.
3. Для каких пород характерен оливин? Какие минералы образуются при его разрушении?
4. Какие формы имеют кристаллы граната?
5. Какие Вы знаете гранаты? Их состав, цвет, в каких породах они встречаются?
6. Напишите формулу циркона и сфена. В каких породах они встречаются?
7. Какой вид имеют кристаллы циркона?

8. Что характерно для топаза?
9. Как отличить топаз от кварца?
10. По каким признакам определяется дистен?
11. Что такое хиастолит?
12. В каких породах встречается везувиан?
13. Что такое вилуит?
14. За счет какого минерала образуется каламин?
15. Какую форму кристаллов и какой цвет имеет ортит?
16. Какова окраска родонита? Его применение.
17. Нарисуйте форму кристаллов берилла.
18. Какие Вы знаете разновидности берилла?
19. При каких процессах образуется кордиерит?
20. Какие бывают турмалины по цвету и в каких породах они встречаются?
21. Каковы характерные признаки турмалина?
22. Какие Вы знаете пироксены? Для каких пород они характерны?
23. Какой минерал из группы пироксенов является рудой на литий? Его характеристика.
24. Для каких пород характерен волластонит?
25. Как выглядят тремолит и актинолит? Каково различие между ними?
26. Какие Вы знаете разновидности роговой обманки?
27. В чем отличие пироксенов от амфиболов?
28. Что такое нефрит?
29. По каким признакам определяется тальк?
30. Каково происхождение и применение талька?
31. Что такое асбест? Его применение.
32. Назовите силикаты, употребляемые как руда на никель. Их окраска.
33. Какие Вы знаете слюды? Отличительные признаки слюд.
34. Каково происхождение имеет мусковит. Его применение и главные месторождения в СССР.
35. Чем отличается флогопит от биотита? Значение и месторождения флогопита.
36. Каков цвет лепидолита? Какой характерный элемент он содержит?
37. Каково происхождение глауконита? Его применение.
38. Охарактеризуйте минералы глин.
39. Какой цвет имеет хризоколла? При каких процессах она образуется?
40. Что такое плагиоклазы и как они классифицируются?
41. Охарактеризуйте лабрадор.
42. В чем отличие ортоклаза от микроклина?
43. В чем сходство и различие лабрадора и ортоклаза?
44. Каково происхождение полевых шпатов?
45. Каково практическое значение полевых шпатов?
46. Что такое пертиты?
47. Каково происхождение имеет лейцит?
48. Для каких пород характерен нефелин?
49. Что такое цеолиты?

БОРАТЫ

В литосфере главная масса бора сосредоточена в силикатах и алюмосиликатах (турмалин и др.). Наряду с этим существуют соли различных борных кислот — бораты. Они подразделяются на безводные и водные.

К безводным боратам относятся: людвигит $(\text{Mg, Fe})_2\text{Fe}^{3+}[\text{BO}_3]_2\text{O}_2$, ашарит $\text{Mg}[\text{BO}_2](\text{OH})$, борацит $\text{Mg}_3[\text{B}_3^{4+}\text{B}_1^{3+}\text{O}_{12}](\text{O, Cl})$ и некоторые другие.

Водные бораты являются химическими озерными осадками или образуются в результате растворения и переотложения соеди-

нений бора из гипсовых шляп соляных месторождений. Цвет их белый, твердость небольшая (1—3), плотность низкая (1,65—2,4). Наиболее распространенными из них являются: гидроборацит $\text{CaMg}[\text{B}_6\text{O}_{11}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, колеманит $\text{Ca}_2[\text{B}_6\text{O}_{11}] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, иньоит $\text{Ca}_2[\text{B}_6\text{O}_{11}] \times 13\text{H}_2\text{O}$, улексит $\text{NaCa}[\text{B}_5\text{O}_9] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, бура $\text{Na}_2[\text{B}_4\text{O}_7] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ и др.

По типам структур бораты ближе всего стоят к силикатам. Они характеризуются наличием комплексных анионов $[\text{BO}_3]^{3-}$

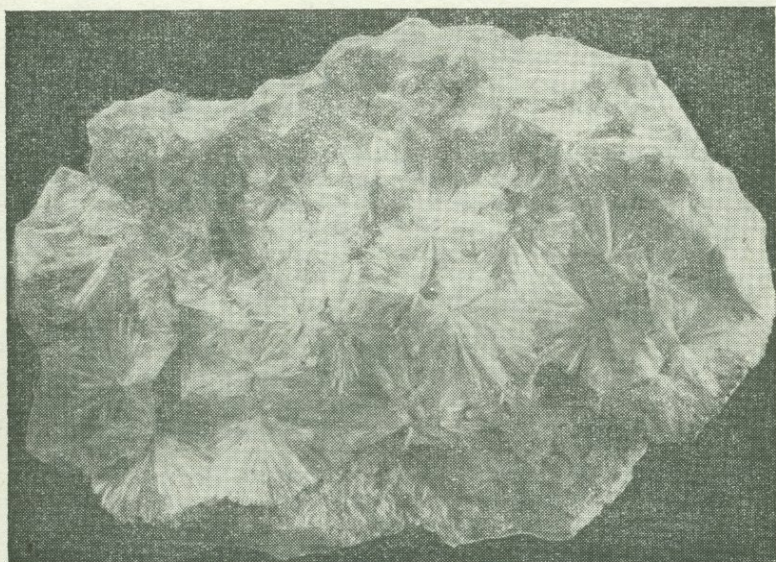


Рис. 158. Звездчатые агрегаты гидроборацита. Западный Казахстан

и более сложных. Так же, как и среди силикатов, по типам структур можно выделить островные, кольцевые, цепочечные, слоистые и каркасные бораты. Примером боратов островной структуры может служить людвигит $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Fe}^{3+}[\text{BO}_3]_2\text{O}_2$, кольцевой структуры — бура $\text{Na}_2[\text{B}_4\text{O}_7] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, цепочечной — гидроборацит $\text{CaMg}[\text{B}_6\text{O}_{11}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, каркасной — борацит $\text{Mg}_3[\text{B}_3^{4+}\text{B}_4^{3+}\text{O}_{12}] \cdot (\text{O}, \text{Cl})$.

Людвигит $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Fe}^{3+}[\text{BO}_3]_2\text{O}_2$.

Сингония ромбическая. Образует зернистые агрегаты, иногда лучистый. Цвет черный, зеленовато-черный. Твердость 5. Встречается обычно в контактово-метасоматических породах. Известен в скарнах Якутии, где он ассоциируется с магнетитом и турмалином.

Гидроборацит $\text{CaMg}[\text{B}_6\text{O}_{11}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

Сингония моноклинная. Образует сферолитовые, звездчатые агрегаты (рис. 158), игольчатый, лучистый, волокнистый.

Цвет белый. Блеск стеклянный. Твердость 2. Плотность 2,1.

Происхождение. Образуется в кровле соляных куполов и как химический озерный осадок. Парагенезис: другие водные бораты, гипс, ангидрит.

Месторождения. В СССР гидроборатит вместе с другими боратами (улексит, колеманит, иньонит и др.) известен в Казахстане.

Применение. Все указанные выше минералы являются рудой на бор. Соли бора и борная кислота употребляются в стекольной промышленности, металлургии, медицине, пищевой промышленности и других отраслях хозяйства.

Контрольные вопросы

1. Какие Вы знаете бораты?

2. Какой вид имеют агрегаты гидроборатита? Его происхождение, месторождения и значение.

КАРБОНАТЫ

Карбонаты — соли угольной кислоты. Это многочисленная группа минералов, из которых многие имеют значительное распространение. Большинство карбонатов безводные и представляют собой простые соединения, главным образом Ca, Mg и Fe с комплексным анионом $[\text{CO}_3]^{2-}$. Менее распространены сложные карбонаты, содержащие добавочные анионы $[\text{OH}]^{1-}$, F^{1-} и Cl^{1-} . Среди наиболее распространенных безводных карбонатов различают карбонаты тригональной (ряд кальцита) и ромбической (ряд арагонита) сингоний.

Карбонаты имеют обычно светлую окраску: белую, розовую, серую и т. д., исключение представляют карбонаты меди, имеющие зеленую или синюю окраску. Твердость карбонатов около 3—4,5; плотность невелика, за исключением карбонатов Zn, Pb и Ba.

Важным диагностическим признаком является действие на карбонаты кислот (HCl и HNO_3), от которых они в той или иной степени вскипают с выделением углекислого газа.

По происхождению карбонаты осадочные (биохимические или химические осадки) или осадочно-метаморфические минералы; выделяются также поверхностные, характерные для зоны окисления и иногда низкотемпературные гидротермальные карбонаты.

Карбонаты — важнейшие неметаллические полезные ископаемые (кальцит, доломит, магнезит), а также ценные руды на Fe, Zn, Pb, Cu и другие металлы.

Простые безводные карбонаты тригональной сингонии

К этой группе относятся: кальцит, магнезит, доломит, сидерит, родохрозит, смитсонит. Для них характерны ромбоэдрический облик кристаллов и совершенная спайность по ромбоэдру, белая черта и стеклянный блеск. Твердость их около 3—4.

Кальцит $\text{Ca}[\text{CO}_3]$. Кристаллы весьма разнообразны, главным образом ромбоэдри и скаленоэдри (рис. 159, 160). Агрегаты зернистые (мрамор), землистые (мел), часто представляют собой натежные формы в виде сталактитов и сталагмитов.

Цвет белый, наблюдаются также светлые оттенки разных цветов. Иногда прозрачен. Твердость 3. Плотность 2,7. Бурно реагирует даже с разбавленной соляной кислотой — шипит с выделением CO_2 .

Разновидности. Прозрачные бесцветные разновидности кальцита получили название *исландского шпата*, или *оптического кальцита*. Для него характерно сильное двойное светопреломление (см. рис. 59).

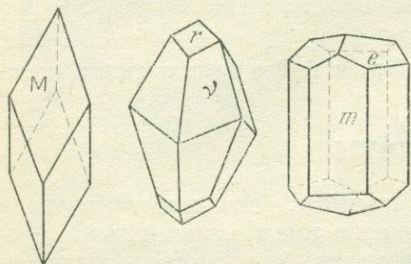


Рис. 159. Кристаллы кальцита: $m (40\bar{4}1)$, $r (10\bar{1}1)$, $v (21\bar{3}1)$, $t (10\bar{1}0)$, $e (01\bar{1}2)$

Происхождение. Широко распространен в природе в виде известняков, мела и мрамора. Известняки являются химическими или биогенными морскими осадками. Мрамор — перекристаллизованный известняк, образуется при региональном метаморфизме. Кальцит

встречается также как поверхностный минерал в коре выветривания и как низкотемпературный гидротермальный — в рудных жилах.

Месторождения. В СССР: в Грузии, Армении, в Средней Азии, на Урале — месторождения мрамора; по р. Нижней Тунгуске — исландский шпат, гидротермальный в связи с траппами. За границей: Италия — мрамор. Исландия — исландский шпат в пустотах базальтов.

Применение. Известняки употребляются в строительном деле, химической (известь, цемент, стекло, получение соды) и металлургической (флюс) промышленности. Месторождения их многочисленны. Мраморы — ценный облицовочный материал. Исландский шпат используется в оптических приборах (поляризационные микроскопы и др.).

Магнезит $\text{Mg}[\text{CO}_3]$. Встречается в виде кристаллически-зернистых агрегатов и фарфоровидных плотных, скрытокристаллических масс.

Цвет белый. Твердость 4—4,5. Плотность 3. В HCl разлагается только при нагревании в виде порошка.

Происхождение. Метасоматическим путем — при замещении известняков растворами, содержащими магний (при этом предполагается, что магний выщелачивается из доломитовых толщ); при гидротермальной переработке богатых магнием ультра-

основных пород и при их выветривании. Парагенезис: тальк, доломит, серпентин, опал.

Месторождения. В СССР: Саткинское, в 50 км к юго-западу от Златоуста (Урал) и Савинское в Иркутской области. За границей: в Китае, Австрии и Канаде.

Применение. Магнезит употребляется для изготовления огнеупорных кирпичей. Возможный источник магния.

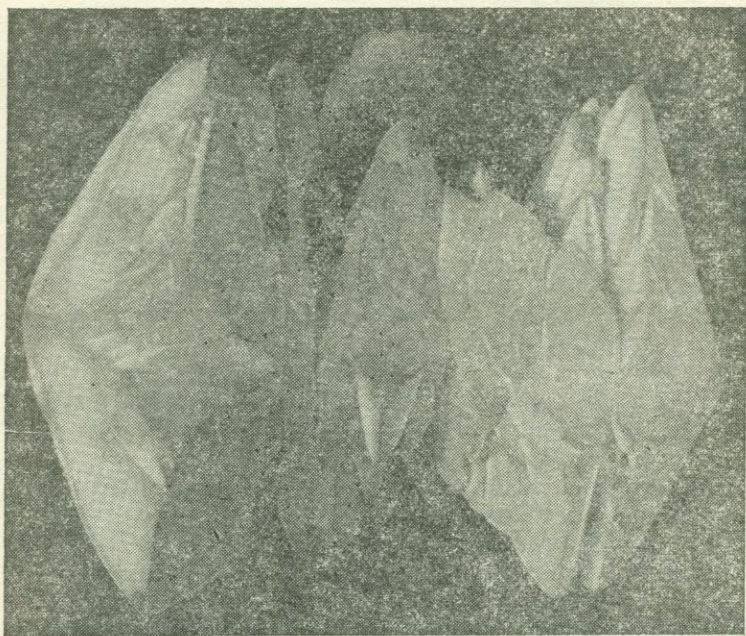


Рис. 160. Скаленоэдры кальцита. Приморский край

Доломит $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$. Обычен в виде кристаллически-зернистых агрегатов; похож на мрамор. Образует также пористые и землистые массы.

Цвет белый, светло-бурый. Твердость 3,5—4. Плотность 2,9. С соляной кислотой реагирует слабо.

Происхождение. В основном осадочное, возможно, также за счет преобразования известняков под влиянием магниальных растворов. Гидротермальное — в рудных жилах.

Месторождения. Широко распространен в массивах палеозойских пород на Урале, в Донбассе, Подмосковье, Поволжье, Средней Азии, Сибири.

Применение. Доломит применяется как строительный материал и как флюс и огнеупор в металлургии.

Сидерит $\text{Fe}[\text{CO}_3]$ (Fe 48,2%). Название происходит от греческого «сидерос» — железо.

Агрегаты зернистые, землистые, плотные, иногда в шаровидных конкрециях (сферосидерит).

Цвет буровато-желтый, бурый. Твердость 3,5—4,5. Плотность 4. В HCl разлагается сравнительно легко, капля HCl при этом желтеет от образования FeCl_3 .

Происхождение. Гидротермальное — встречается в полиметаллических месторождениях как жильный минерал. При замещении известняков образует метасоматические залежи. Может быть осадочного происхождения (оолитовое строение), а также метаморфического — при метаморфизме осадочных месторождений железа. В зоне окисления легко разлагается и переходит в гидраты окислов железа, образуя железные шляпы.

Месторождения. На Южном Урале находится крупнейшее в СССР Бакальское месторождение сидерита, образовавшееся гидротермальным путем при замещении доломитов. За границей: в Австрии, Испании и других странах.

Применение. Сидерит — важная руда на железо.

Родохрозит $\text{Mn}[\text{CO}_3]$.

Агрегаты зернистые, сплошные, гроздьевидные.

Цвет розовый, при выветривании буреет. Твердость 3,5—4. Плотность 3,6. В HCl разлагается медленно, при нагревании — бурно.

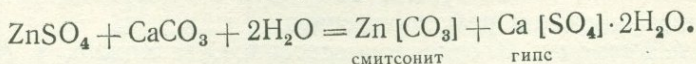
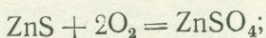
Происхождение. Гидротермальное — в рудных жилах (Джидинское месторождение в Бурятской АССР), чаще осадочное — в месторождениях марганца (Чиатури в Грузии).

Применение. Может служить рудой на марганец.

Смитсонит $\text{Zn}[\text{CO}_3]$, (Zn 52%). Встречается обычно в натечных формах, в виде корок и почковидных агрегатов.

Цвет белый с зеленоватым или голубоватым оттенком от примеси меди. Твердость 4—4,5. Плотность 4,3. В HCl легко разлагается.

Происхождение. Экзогенное — типичный минерал зоны окисления полиметаллических сульфидных месторождений. Образуется за счет сфалерита:



Спутники: церуссит, каламин, лимонит, сфалерит, галенит, гипс.

Месторождения. В СССР известен в полиметаллических месторождениях хребта Каратау (Южный Казахстан), на рудниках Кличкинской группы (Читинская область) и в Приморском крае.

Применение. Смитсонит является ценной рудой на цинк.

Простые безводные карбонаты ромбической сингонии

Арагонит $\text{Ca}[\text{CO}_3]$. Встречается реже кальцита. Кристаллы призматические, игольчатые; агрегаты шестоватые, радиально-лучистые (рис. 161). Характерны натечные формы (рис. 162), оолиты («гороховый камень», рис. 163), ветвистые формы («железные цветы»).

Цвет белый. Блеск стеклянный. Спайности нет. Твердость 3,4—5. Плотность 2,9. В HCl разлагается бурно, так же, как

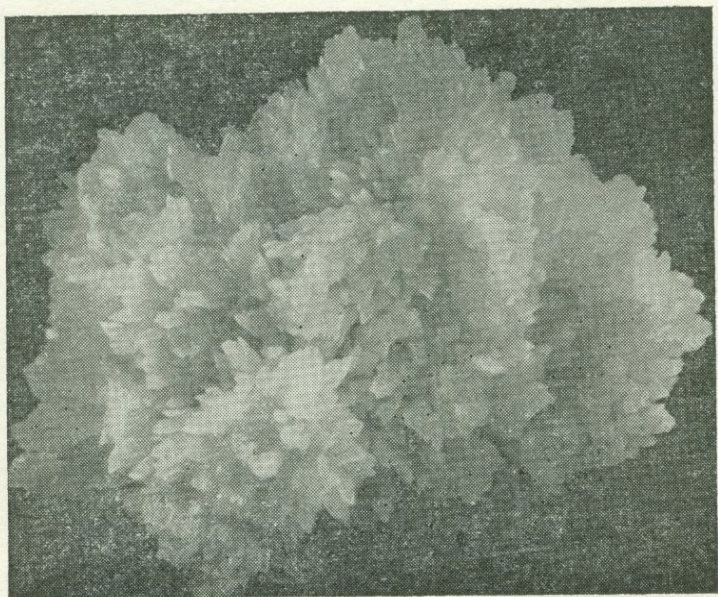


Рис. 161. Друза кристаллов арагонита

и кальцит. От последнего отличается тем, что тонкий порошок арагонита при кипячении в растворе азотнокислого кобальта $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$ приобретает фиолетовый цвет, в то время как порошок кальцита цвета не изменяет.

Происхождение. Образуется в отложениях горячих источников и в миндалинах эффузивных пород. В основном экзогенного происхождения — наблюдается в коре выветривания горных пород и зоне окисления рудных месторождений.

Церуссит $\text{Pb}[\text{CO}_3]$, (Pb 77,5%). Кристаллы таблитчатые, игольчатые, шестоватые (рис. 164). Агрегаты преимущественно сплошные, зернистые, часты натечные формы, встречаются сетчатые волокнистые агрегаты. Очень хрупок.

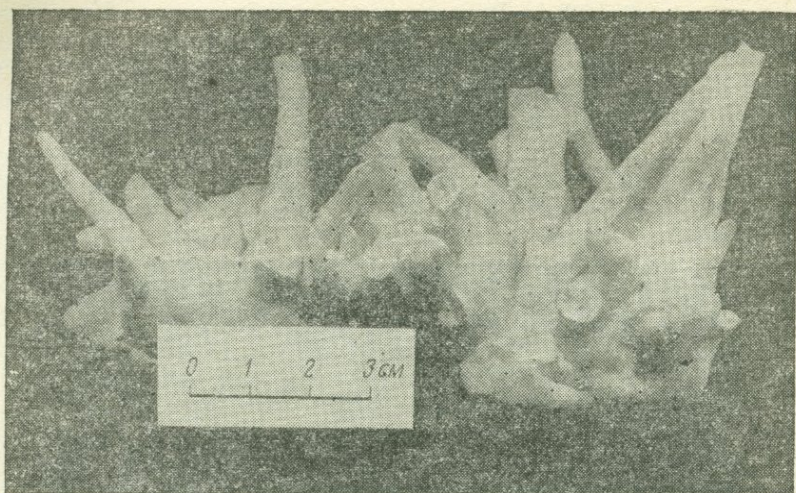


Рис. 162. Натечные формы арагонита. Бакальское месторождение, У

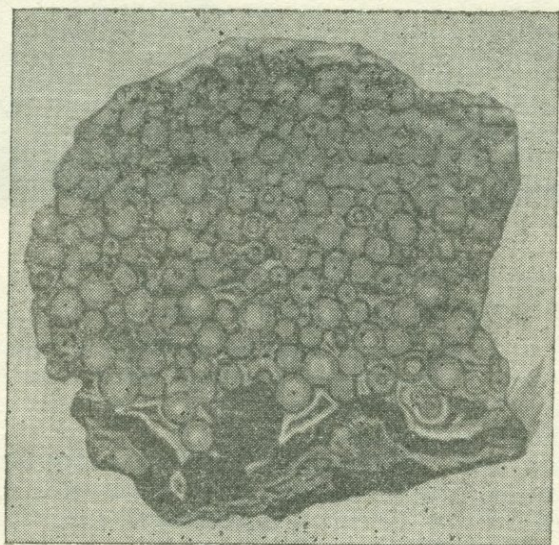


Рис. 163. Оолиты арагонита. Карловы Вары, Чехо-
словакия

Бесцветный, белый или серый. Блеск алмазный. Твердость 3—3,5. Характерна высокая плотность — 6,5. В HNO_3 растворяется с шипением.

Происхождение. Типичный минерал зоны окисления свинцово-цинковых месторождений, образуется за счет галенита и англита.

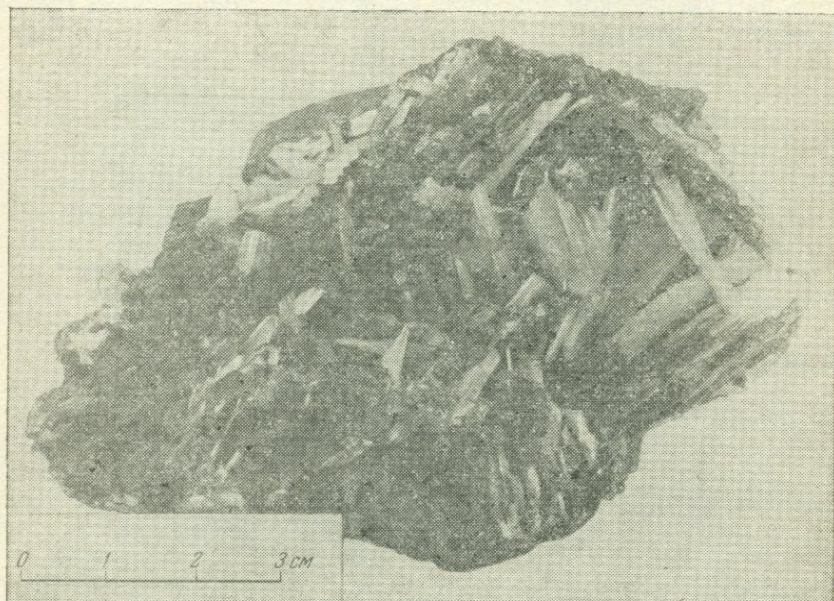


Рис. 164. Кристаллы церуссита. Ачисайское месторождение, Казахстан

Месторождения. Встречается в полиметаллических месторождениях хр. Каратау (Ачисайское), Рудного Алтая (Змеиногорское) и Читинской области (Кадаинское).

Применение. При значительном развитии зоны окисления является важной рудой на свинец.

Сложные карбонаты

Малахит $\text{Cu}_2[\text{CO}_3](\text{OH})_2$ (Cu 57,4%).

Сингония моноклиная. Встречается в натечных формах, почковидных образованиях (рис. 165), землистых массах и налетах. Иногда образует волокнистые радиальнолучистые агрегаты с характерным шелковистым блеском. Землистый малахит носит название медной зелени.

Цвет зеленый, черта бледно-зеленая. Блеск стеклянный, шелковистый. Твердость 3,5. Плотность 4. Легко разлагается в HCl .

Происхождение. Образуется в зоне окисления медных и других месторождений, содержащих в первичных рудах сульфиды меди. Парагенезис: азурит, хризоколла, самородная медь, куприт, лимонит, гипс, различные сульфиды меди.

Ярко-зеленые примазки и корочки малахита являются важным поисковым признаком на минералы меди.

Месторождения. Лучшие образцы малахита раньше добывались на Гумешевском и Медноруднянском месторождениях (район Нижнего Тагила).

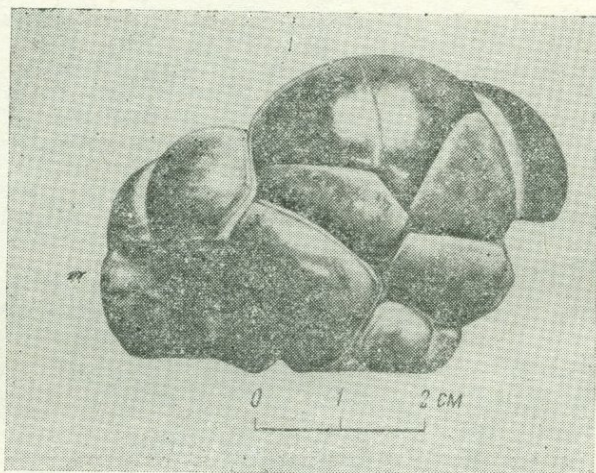


Рис. 165. Почковидные формы малахита. Нижний Тагил, Урал

Применение. Натечные образования малахита употребляются как ценный поделочный материал. Вместе с другими минералами зоны окисления идет в плавку и служит рудой на медь.

Азурит $\text{Cu}_3[\text{CO}_3]_2(\text{OH})_2$ (Cu 55,2%).

Сингония моноклинная. Кристаллы мелкие, столбчатые или таблитчатые. Обычно образует мелкокристаллические корочки и друзы. Встречается также в виде налетов и землистых масс — медная синь.

Цвет темно-синий, в землистых массах голубой. Черта голубая. Блеск стеклянный. Твердость 3,5—4. Плотность 3,8. В кислотах растворяется с шипением.

Происхождение и спутники те же, что и у малахита. Встречается реже малахита. Является поисковым признаком на медь. Употребляется для изготовления синей краски.

Контрольные вопросы

1. Какие физические свойства характерны для карбонатов?
2. Охарактеризуйте кальцит и доломит.
3. Каковы спайность и формы кристаллов кальцита?

4. Что такое исландский шпат? Его свойства и применение.
5. Как реагируют с соляной кислотой кальцит, доломит, магнетит, малахит?
6. Как отличить кальцит от арагонита?
7. Каково образование магнезита? С какими минералами он встречается?
8. Какие Вы знаете карбонаты меди? Их характеристика.
9. Расскажите о карбонатах свинца и цинка. Какое практическое значение они имеют?
10. Что такое сидерит? Его происхождение и значение.
11. Какой минерал имеет формулу $Mn[CO_3]$? Какого он цвета?

НИТРАТЫ

Нитраты — соли азотной кислоты. Минералы этой группы относительно редкие. Наиболее распространены селитры — натриевая и калиевая. Нитраты встречаются в виде выцветов почв, налетов, корочек. Так как они легко растворимы в воде, то находятся обычно в засушливых, жарких местах.

Происхождение нитратов в основном биогенное: образуются за счет гниения органических остатков при участии нитробактерий.

Натриевая (чилийская) селитра $Na[NO_3]$.

Сингония тригональная. Встречается в виде корочек, а также в сплошных зернистых массах.

Цвет белый, от примесей серый, желтый, красновато-коричневый. Спайность совершенная по ромбоэдру (кристаллы похожи на кальцит). Вкус солоноватый. Твердость 1,5—2. Плотность 2,25. Дает вспышку при нагревании с порошком угля, но более слабо, чем калийная селитра.

Месторождения. Мировое значение имеют месторождения натриевой селитры в Чили. Они распространены на площади длиной до 700 км при ширине до 80 км. Запасы селитры около 200 млн. т. Происхождение не вполне ясно, однако установлено, что при образовании селитры главнейшими являются физико-географические факторы. Характерно содержание йода, который попутно добывается в большом количестве.

Применение. Натриевая селитра употребляется как лучшее минеральное удобрение, в пищевой промышленности, для получения HNO_3 и изготовления взрывчатых веществ.

Контрольные вопросы

1. Какие Вы знаете нитраты? Их происхождение.
2. Охарактеризуйте натриевую селитру. Где находятся ее месторождения?

ФОСФАТЫ, АРСЕНАТЫ, ВАНАДАТЫ

Фосфаты, арсенаты и ванадаты представляют собой соли фосфорной, мышьяковой и ванадиевой кислот. Кристаллическая структура этих минералов соответственно характеризуется присутствием трехвалентных анионных комплексов $[PO_4]^{3-}$, $[AsO_4]^{3-}$

и $[\text{VO}_4]^{3-}$. Сюда относится много минеральных видов. Преимущественно это редкие экзогенные минералы, магматическое происхождение имеют монацит и апатит.

Безводные фосфаты

Монацит $(\text{Ce}, \text{La} \dots)[\text{PO}_4]$. Фосфат церия Ce и других редких земель, а также тория Th. Содержание ThO_2 обычно 5—10%.

Сингония моноклинная. Кристаллы преимущественно таблитчатого вида, встречаются в виде одиночных вкрапленников в полевом шпате пегматитовых жил.

Цвет красновато-коричневый, желто-бурый. Блеск стеклянный. Спайность совершенная. Твердость 5—5,5. Плотность около 5. Радиоактивен.

Происхождение. Магматическое и пегматитовое. В гранитах встречается в виде мелких рассеянных зерен. В пегматитах одиночные кристаллы достигают иногда нескольких сантиметров в длину. Парагенезис: полевой шпат, циркон, ильменит.

Промышленное значение монацит имеет в россыпях, образовавшихся благодаря выветриванию монацитсодержащих гранитов и гнейсов.

Месторождения. Крупные морские россыпи с монацитом известны в Индии (Траванкор), на о-ве Шри Ланка и в Бразилии. Встречается в пегматитах Мадагаскара.

Применение. Монацит — руда на редкие земли и торий.

Апатит $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$. Название происходит от греческого слова «апатао» — обманываю, так как этот минерал долгое время принимался за другие.

Химический состав апатитов сложный. По существу это группа минералов, состав которых благодаря изоморфным замещениям непостоянен. В общем виде формула минералов этой группы может быть записана так: $\text{A}_5[\text{PO}_4]_3\text{Z}$, где A—Ca, Pb, а также TR^{3+} , Y^{3+} , Mn^{2+} , Sr^{2+} , Z— F^{1-} , Cl^{1-} , $(\text{OH})^{1-}$, O^{2-} , $[\text{CO}_3]^{2-}$.

В связи с этим выделяют следующие разновидности апатитов:

- 1) фторапатит $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$ (преобладает в природе),
- 2) хлорапатит $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{Cl}$,
- 3) гидроксилapatит $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{OH})$,
- 4) оксиapatит $\text{Ca}_{10}[\text{PO}_4]_6\text{O}$.

Изоморфные замещения в апатитах могут быть как изовалентные, так и гетеровалентные (т. е. могут замещаться ионы разных валентностей). При этом, если Ca^{2+} замещается TR^{3+} , то с целью компенсации зарядов в анионной части F^{1-} замещается на O^{2-} .

Сингония апатита гексагональная. Кристаллы обычно представляют собой комбинации гексагональной призмы и дипирамиды (рис. 166). Размер их от очень мелких, видимых только под микроскопом, до гигантских масс в 50 кг. Также характерны сплошные зернистые сахаровидные массы.

Цвет желто-зеленый, белый, голубой, иногда бесцветен. Черта светлая. Блеск стеклянный. Спайность несовершенная. Излом неровный. Хрупок. Твердость 5. Плотность 3,2.

Происхождение. Магматическое — встречается в кислых изверженных породах как акцессорный минерал, в щелочных породах — совместно с нефелином является одним из главных породообразующих минералов (в нефелиновых сиенитах). Это важнейший промышленный тип месторождений апатита, последний представлен здесь светлыми, желто-зелеными мелкозернистыми массами.

Встречается в пегматитовых жилах с мусковитом. Типичен для некоторых контактово-метасоматических месторождений, откуда происходят хорошо ограненные крупные кристаллы голубого или голубовато-зеленого цвета. Ассоциируется с диопсидом, флогопитом, кальцитом, скаполитом, а также образует зернистые диопсид-апатитовые породы.

Месторождения. Крупнейшим в мире месторождением апатита является Хибинское. Апатитовые руды генетически связаны с комплексом щелочных пород Хибинского массива нефелиновых сиенитов (рис. 167). В последние годы там выявлено новое

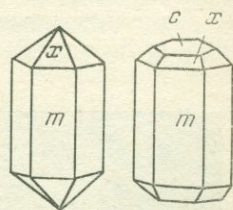
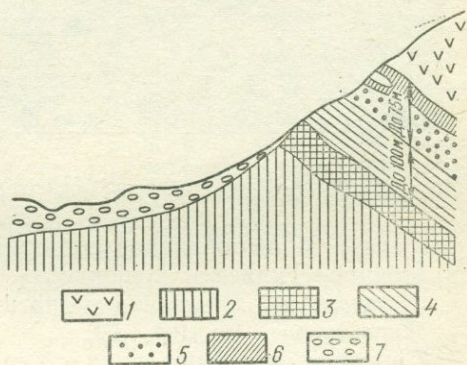


Рис. 166. Кристаллы апатита: c (0001), m (10 $\bar{1}0$), x (10 $\bar{1}1$)

Рис. 167. Схематический геологический разрез через Кукисвумчоррское месторождение апатита в Хибинах (по М. П. Фивегу)

1 — рихториты (нефелиновые сиениты); 2 — ийолит-уртиты; 3 — сетчатые руды; 4 — полосчатые руды; 5 — пятнистые руды; 6 — брекчиевидные руды; 7 — делювий



крупное Партумчоррское месторождение. В Бурятии, около Улан-Удэ известно Ошурковское месторождение.

В Прибайкалье апатит встречается в крупных кристаллах в контактово-метасоматическом месторождении Слюдянка.

Применение. Источник фосфора; основное сырье для получения различных фосфорных удобрений.

Фосфориты представляют собой осадочные образования, состоящие из фосфата кальция. По составу аналогичны апатиту (состоят из тонкодисперсного апатита). Встречаются в конкрециях

(см. рис. 61), желваках и в виде землистых масс серого или бурого цвета.

Происхождение. Биогенное — в результате жизнедеятельности организмов. Образуют пласты различной мощности среди глинистых пород, известняков и песчаников (рис. 168). Нередки псевдоморфозы фосфоритов по ископаемым остаткам (раковинам и костям животных).

Месторождения. В СССР: в Московской (Егорьевское), Кировской и Брянской областях, на Украине, в Южном Казахстане

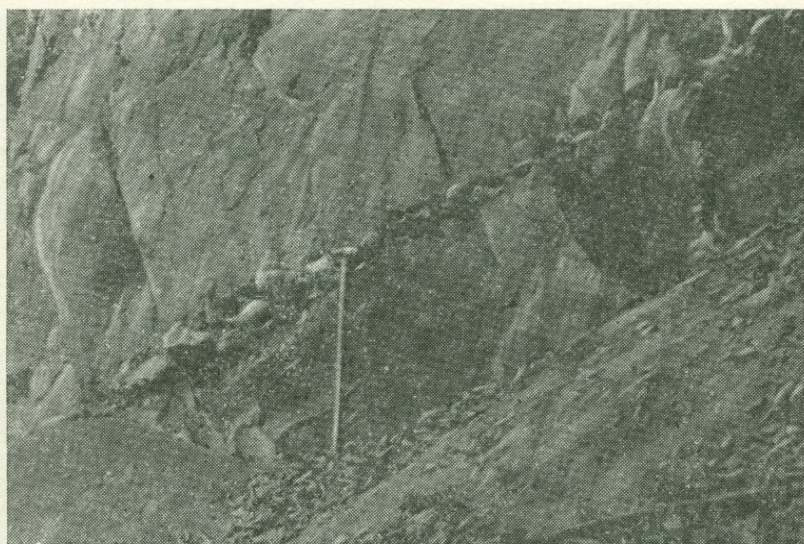


Рис. 168. Прислой конкреций фосфоритов в песчаниках. Грозненская область

(Каратау). В Актюбинской области (Чилисайское). За границей: в Алжире, Тунисе и Марокко.

Применение. Аналогичное апатиту.

Пироморфит $\text{Pb}_5[\text{PO}_4]_3\text{Cl}$.

Сингония гексагональная. Характерны корочки сросшихся между собой кристаллов травяно-зеленого цвета. Кристаллы призматического вида с алмазным блеском. Твердость 3,5—4,0. Спайности нет. Характерна большая плотность 6,7—7,1.

Происхождение. Пироморфит образуется в зоне окисления свинцовых месторождений. Ассоциирует с галенитом, англезитом и другими минералами зоны окисления, иногда образует псевдоморфозы по галениту. Известны случаи находок пироморфита в низкотемпературных гидротермальных жилах.

Встречается в небольших количествах в зоне окисления многих месторождений (в Забайкалье, в Казахстане и других местах).

Водные фосфаты и их аналоги

Вивианит $\text{Fe}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$.

Сингония моноклинная. Обычно образует радиальнолучистые, звездчатые агрегаты, встречается также в виде землистых масс («синяя земля»).

Цвет чистого кристаллического вивианита (неокисленного) — светло-зеленый, при окислении становится серовато-синим, синим до темно-синего. Блеск стеклянный. Твердость 1,5—2. Плотность 2,6.

Вивианит является экзогенным минералом, встречается в торфяниках и железорудных месторождениях озерного или морского происхождения. Известен в торфяниках Московской области, в железных рудах Керченского месторождения в Крыму.

Используется как синяя краска.

Эритрин $\text{Co}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Распространен в виде землистых тонкопорошковых масс розового или малинового цвета. Являясь продуктом разрушения кобальтсодержащих минералов и характеризует зону окисления мышьяковых кобальтовых руд. Поисковый признак на кобальт.

Аннабергит $\text{Ni}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Образует налеты и землистые массы зеленого цвета. Вторичный минерал — образуется в зоне окисления руд, представленных арсенидами никеля. Поисковый признак на никель.

Скородит $\text{Fe}[\text{AsO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Обычно плотные или порошковатые землистые массы грязно-зеленого или серо-зеленого цвета, иногда мучнисто-белый. Образуется при разрушении арсенопирита и присутствует в зоне окисления во многих мышьяковых месторождениях.

Урановые слюдки. В эту группу входит около 20 различных водных фосфатов, арсенатов и ванадатов урана. Они относятся главным образом к тетрагональной и ромбической сингониям. Со слюдами их сближает листоватая форма кристаллов и совершенная спайность в одном направлении.

Урановые слюдки обычно образуют тонколистоватые и порошковатые скопления и налеты. Сильно радиоактивны. Цвет яркий, преимущественно желтый и зеленый. Блеск перламутровый. Твердость от 1 до 2,5. Плотность примерно 3—4,5.

Происхождение экзогенное — это минералы зоны окисления урановых месторождений. Ассоциируются с уранинитом и другими минералами урана, ванадия, с карбонатами и баритом.

Важнейшие урановые слюдки следующие:

1) **торбернит** $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ — медная урановая слюдка. Образует мелкие тонкие листочки тетрагонального вида. Цвет изумрудно-зеленый;

2) **отунит** $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Наблюдается в виде тонкочешуйчатых или порошковатых налетов желтого цвета;

3) **карнотит** $K_2(UO_2)_2[VO_4]_2 \cdot 3H_2O$. Образует порошковатые массы и налеты ярко-желтого цвета;

4) **тюунит** $Ca(UO_2)_2[VO_4]_2 \cdot 8H_2O$. Тонкочешуйчатые и землистые массы зеленовато-желтого цвета.

Макроскопически три последних минерала почти неотличимы.

Распространены урановые слюдки во многих месторождениях СССР и за границей. Являются хорошим поисковым признаком на уран. При значительных скоплениях могут служить рудой на уран, радий и ванадий.

Контрольные вопросы

1. Дайте характеристику апатиту.
2. Чем отличается апатит от фосфоритов?
3. Каково происхождение апатита? Его месторождения и значение.
4. Какие Вы знаете арсенаты никеля и кобальта? Их цвет, происхождение и значение.
5. Какой минерал из группы фосфатов служит рудой на редкие земли и торий?
6. Приведите примеры минералов из группы урановых слюдок. Их цвет, происхождение и значение.

СУЛЬФАТЫ

Сульфаты — соли серной кислоты. Они имеют светлую окраску, небольшую твердость, многие из них растворимы в воде.

Основная масса сульфатов имеет осадочное происхождение — это химические морские и озерные осадки. Многие сульфаты являются минералами зоны окисления, известны сульфаты и как продукты вулканической деятельности.

Различают сульфаты безводные, водные и сложные, содержащие кроме общего для всех анионного комплекса $[SO_4]^{2-}$ также добавочные анионы $(OH)^{1-}$.

Безводные сульфаты

Барит (тяжелый шпат) $Ba[SO_4]$. Название происходит от греческого слова «барос» — вес.

Сингония ромбическая. Кристаллы таблитчатые; агрегаты зернистые, плотные, листоватые, нередко встречаются в друзах (рис. 169).

Бесцветный, иногда водяно-прозрачный, чаще белый, серый, нередко окрашен примесями в красный, синеватый, бурый и другие цвета. Черта белая. Спайность совершенная по (001), в других направлениях менее совершенная. Блеск стеклянный, иногда перламутровый. Твердость 3—3,5. Плотность 4,5.

Происхождение. Гидротермальное — встречается в рудных жилах с галенитом, сфалеритом, пиритом, киноварью, флюоритом, часто образует самостоятельные баритовые жилы. Барит экзогенного происхождения образуется в зоне железной шляпы за

счет реакций ратворимых солей бария с сульфатами других металлов или с H_2SO_4 .

Месторождения. В Кутанском районе в Грузии, в Туркмении в хребте Копетдаг, на Урале; попутно добывается на некоторых полиметаллических месторождениях Алтая.

Применение. Употребляется в промышленности в чистом виде и в виде препаратов бария. Применяется при бурении скважин в качестве утяжелителя глинистых растворов, в лакокрасочной

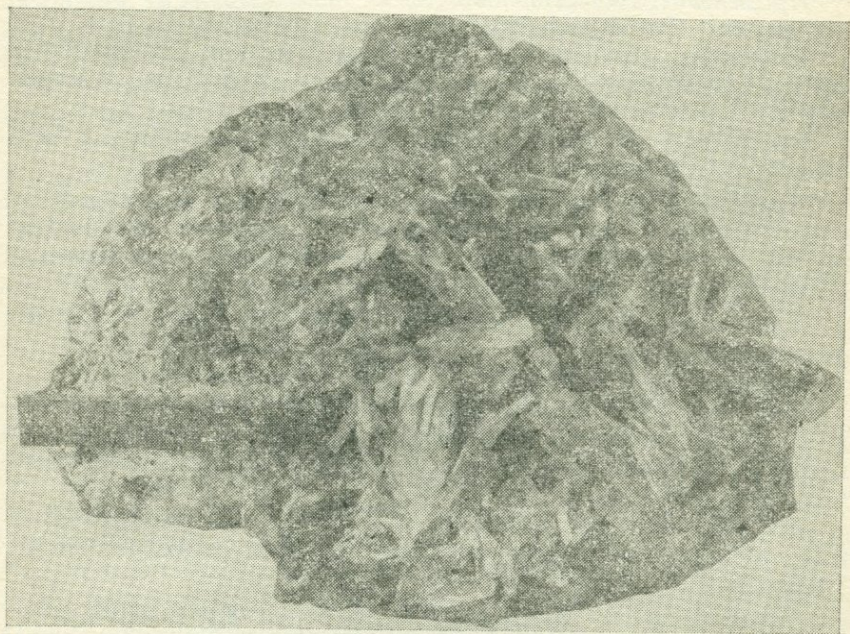


Рис. 169. Друза кристаллов барита. Кавказ

промышленности (литопон), как наполнитель при производстве обоев, клеенки, линолеума. Соли бария употребляются для борьбы с вредителями сельского хозяйства и в медицине.

Целестин $Sr[SO_4]$.

Сингония ромбическая. Кристаллы таблитчатые, призматические, пирамидальные, иногда сильно вытянутые. Агрегаты шестоватые, зернистые, плотные, нередко в друзах.

Цвет небесно-голубой, голубовато-белый, серый, иногда прозрачен. Спайность совершенная по (001). Блеск стеклянный, на плоскостях спайности до перламутрового. Твердость 3—3,5. Плотность 4. После прокаливании и смачивания окрашивает пламя в карминово-красный цвет (реакция на стронций).

Происхождение. В основном осадочное, в парагенезисе с гипсом, кальцитом, баритом, самородной серой. Возможно низкотемпературное гидротермальное происхождение.

Месторождения. В Средней Азии: Лякканское на юге Ферганской долины, в Таджикистане, Туркмении, в Архангельской области и в Поволжье. За границей: в Джирдженти на о-ве Сицилия — с гипсом и серой, а также в ФРГ, Англии и США.

Применение. Целестин является основной рудой на стронций. Англезит $\text{Pb}[\text{SO}_4](\text{Pb } 68,3\%)$.

Сингония ромбическая. Образует мелкие тонкотаблитчатые, вытянутые кристаллы, а также зернистые, плотные массы.

Бесцветный до белого. Блеск алмазный. Твердость 2,5—3. Плотность 6,3.

Происхождение. В зоне окисления свинцовых месторождений в ассоциации с галенитом, церусситом и другими вторичными минералами свинца. Известен на некоторых полиметаллических месторождениях Забайкалья и Казахстана.

Применение. Англезит может идти в плавку вместе с другими окисленными рудами.

Ангидрит $\text{Ca}[\text{SO}_4]$.

Сингония ромбическая. Кристаллы толстотаблитчатые, близкие к изометрическим. Обычно сильно развиты пинакоиды, по которым проходит совершенная спайность. Агрегаты сплошные, мелкозернистые.

Цвет белый, серый, голубоватый. Черта белая. Блеск стеклянный, иногда слабо перламутровый на плоскостях спайности. Твердость 3,5. Плотность 3,0.

Происхождение. Ангидрит важный породообразующий минерал, встречающийся вместе с гипсом и галитом в осадочных породах. Он выпадает в осадок из морской воды при температуре выше 42° . При более низкой температуре отлагается гипс $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. В случае значительной концентрации солей (NaCl и особенно MgCl_2) ангидрит может отлагаться и при более низких температурах (20 — 30°).

При нормальном давлении в присутствии воды ангидрит переходит в гипс с большим увеличением объема (на 30%). Глубина залегания, на которой возможен такой переход, учитывая давление вышележащих пород, не превышает 100—150 м. Возможны и обратные изменения: часть ангидрита, вероятно, образуется при дегидратации гипса.

Месторождения ангидрита связаны с месторождениями солей морского происхождения. В СССР: на Украине (Артемовское). За границей: в ГДР и ФРГ (Стассфуртское) и в Индии в штате Пенджаб.

Применение. Используется в производстве цемента.

Водные сульфаты

Гипс (легкий шпат) $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Сингония моноклинная. Кристаллы толсто- и тонкопластинчатые, иногда очень крупные; характерны двойники — «ласточкин хвост» (см. рис. 37). Агрегаты плотные, зернистые, листоватые, волокнистые (селенит).

Цвет белый, часто прозрачен, также серый и розовый от примесей. Черта белая. Блеск стеклянный, у волокнистых разновидностей шелковый. Спайность весьма совершенная по (010). По спайности можно отщеплять тонкие листочки. Твердость 2, чертится ногтем. Плотность 2,3.

Происхождение. По происхождению и нахождению в природе гипс тесно связан с ангидритом. Это типичный морской химический осадок. Среди осадочных пород образует пласты, часто ассоциируется с ангидритом, галитом, самородной серой, иногда нефтью, может образоваться при гидратации ангидрита. Гипс также образуется в зоне выветривания сульфидов и самородной серы, при этом возникают плотные или рыхлые массы, обычно загрязненные глинистыми и другими примесями — так называемые гипсовые шляпы. Как и ангидрит, гипс встречается в продуктах фумарольной деятельности.

Месторождения. В СССР: в Архангельской, Вологодской и Владимирской областях, по Западному Приуралью, в Башкирии и Татарской АССР (пермского возраста); в Иркутской области, на Северном Кавказе, в Дагестане и Средней Азии (юрского возраста). За границей: в США, Канаде, Италии, ФРГ, ГДР и Франции.

Применение. Гипс употребляется в сыром и обожженном виде. При нагревании до $120\text{--}140^\circ$ переходит в полугидрат $\text{CaSO}_4 \cdot \frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$ (полуобожженный гипс или алебастр), при более высоких температурах получается обожженный гипс (строительный гипс). Обожженный гипс применяется для лепных работ, в архитектуре, для штукатурки, в медицине, в цементной и бумажной промышленности. Сырой гипс используется при производстве портландцемента, для валяния статуй и в качестве удобрения. Волокнистый гипс — селенит (особенно из района Кунгура на Урале) — широко применяется для поделок.

Мирабилит (глауберова соль) $\text{Na}_2[\text{SO}_4] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Немецкий врач и химик И. Р. Глаубер получил эту соль искусственно, назвав ее удивительной солью (*sal mirabile*).

Сингония моноклинная. Обычно встречается в сплошных зернистых массах, в виде корочек и выцветов.

Бесцветный, белый. Блеск стеклянный. Вкус горько-соленый. Твердость 1,5—2. Плотность 1,5. В пробирке при нагревании растворяется в собственной кристаллизационной воде. На воздухе теряет воду, превращаясь в тенардит $\text{Na}_2[\text{SO}_4]$.

Происхождение. Мирабилит образуется в соляных озерах, богатых сульфатом натрия.

Месторождения. Крупнейшее месторождение мирабилита — залив Кара-Богаз-Гол, где он получается искусственно бассейновым методом с использованием жары (солнце) и холода.

Запасы мирабилита в Кара-Богаз-Голе составляют около 4 млрд. т.

Известен в озерах Кулундинской степи, в Поволжье, в Грузии, а также в виде выцветов почв во многих местах.

Применение. Мирабилит употребляется в стекольной промышленности, для приготовления соды по методу Леблана и в медицине.

Сложные сульфаты

Алунит $\text{KAl}_3[\text{SO}_4]_2(\text{OH})_6$.

Сингония тригональная. Наблюдается в плотных, землистых и сплошных камнеподобных массах (рис. 170). Цвет белый, сероватый, желтоватый, красноватый. Твердость 3,5—4. Плотность 2,8.

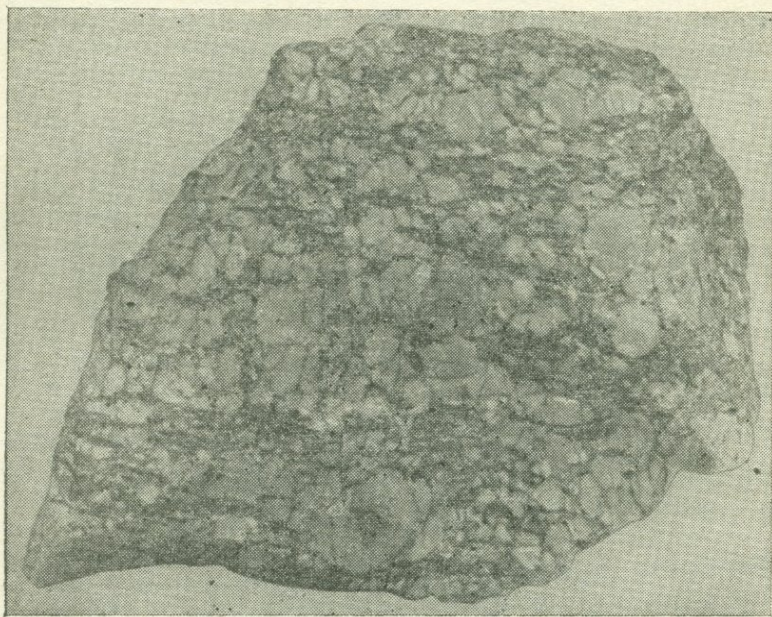


Рис. 170. Алунит. Загликское месторождение, Азербайджан

Происхождение. Гидротермальное, в связи с вулканической деятельностью — образуется при переработке сернокислыми растворами эффузивных пород, богатых щелочами. Вместе с этим процессом (алунитизацией) происходит каолинизация и окремнение пород.

Месторождения. В СССР: Загликское (Азербайджан). За границей: Фаншан и Тайху (Чжецзян, Китай), Толфа и Чивита-веккья (Италия) и др.

Применение. Алунитовые породы используются для производства квасцов и как руды на алюминий.

Ярозит $KFe_3^{3+}[SO_4]_2(OH)_6$. Наблюдается в виде сплошных зернистых или землистых масс, также в конкрециях охряно-желтого или буро-желтого цвета. Черта желтая, искрящаяся. Похож на бурый железняк.

Происхождение. Образуется в зоне окисления при разрушении сернистых соединений железа, в основном пирита.

Месторождения. В СССР известен в виде конкреций и желваков в зоне окисления золоторудного месторождения Майкаин в Северном Казахстане.

Применение. Используется как сырье для получения тонкого полировального порошка.

Контрольные вопросы

1. Каковы главные отличительные свойства барита? Его применение.
2. Чем характеризуется целестин?
3. Охарактеризуйте ангидрит и гипс.
4. Какое применение имеет гипс?
5. Какому минералу принадлежит формула $Pb[SO_4]$?
6. Расскажите о мирабилите. При каких условиях он образуется, где находятся его месторождения?
7. Что такое алуни? Его происхождение и применение.

ВОЛЬФРАМАТЫ И МОЛИБДАТЫ

Эта группа содержит небольшое количество минеральных видов, но включает важнейшие руды на вольфрам. По составу минералы отвечают солям вольфрамовой и молибденовой кислот.

Вольфрамит $(Fe, Mn)[WO_4]$ (WO_3 около 75%).

Сингония моноклинная. Вольфрамиты представляют изоморфную смесь с двумя крайними членами: *ферберитом* $Fe[WO_4]$ и *гюбнеритом* $Mn[WO_4]$. Кристаллы пластинчатые, таблитчатые.

Цвет черный, темно-бурый, красно-коричневый у гюбнерита. Черта темно-бурая, почти черная у железистых разностей и красновато-коричневая у гюбнерита. Блеск неметаллический. Спайность совершенная в одном направлении. Твердость около 5. Очень большая плотность — 7,5.

Происхождение. Гидротермальное, высокотемпературное — встречается в кварцевых жилах (рис. 171) с касситеритом, молибденитом, висмутином, арсенопиритом, халькопиритом и другими сульфидами. Это главный промышленный тип. Также встречается в грейзенах с топазом, касситеритом.

Месторождения. В СССР: в Бурятской АССР (Джидинское), в Читинской области (Букуинское, Белухинское), в Казахстане

(Акчетауское, Караобинское). За границей: месторождения мирового значения находятся в провинциях Квантунь и Юнань в Южном Китае, крупные месторождения известны в Монголии, Бирме и Боливии.

Применение. Вольфрамит — важнейшая руда на вольфрам. Вольфрам входит в состав сверхтвердых сплавов и специальных сортов стали.

Шеелит $\text{Ca}[\text{WO}_4](\text{WO}_3 \text{ 80,6\%})$. В виде изоморфной примеси в шеелитах иногда устанавливается молибден (до 24% MoO_3).

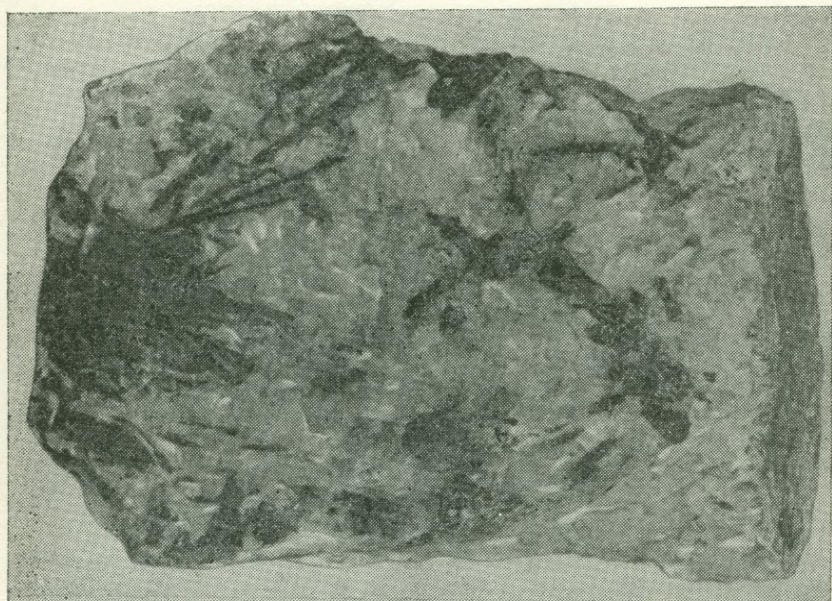


Рис. 171. Вольфрамит в кварцевой жиле. Джидинское месторождение в Бурятии.
Нат. вел.

Если количество MoO_3 более 1%, минерал может быть назван молибдошеелитом.

Сингония тетрагональная. Кристаллы в виде тетрагональных дипирамид (рис. 172), чаще образует неправильные вкрапленники в скарнах и кварцевых жилах.

Цвет белый, серый, желтый. Черта белая. Блеск жирный. Спайность средняя. Излом неровный. Твердость 4,5. Плотность около 6.

Шеелит, особенно в виде мелкой вкрапленности, легко спутать с другими светлыми минералами (кварцем, полевым шпатом). Он узнается по жирному блеску, высокому удельному весу и голубоватому свечению в катодных и ультрафиолетовых лучах. В HCl и HNO_3 разлагается с выделением желтого осадка WO_3 ;

раствор при нагревании с металлическим оловом становится синим.

Происхождение. В основном скарновое (рис. 173). Особенно характерна неправильная вкрапленность шеелита в пироксеновых, пироксен-гранатовых и гранатовых скарнах. Важнейшие спутники: салит, геденбергит, андрадит, кальцит, кварц, молибденит. Шеелит известен и гидротермального происхождения в кварцевых жилах (рис. 174), иногда с золотом и сульфидами.

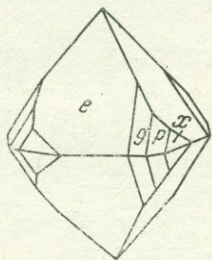


Рис. 172. Кристалл шеелита: *e* (101), *p* (111), *x* (416), *g* (212)

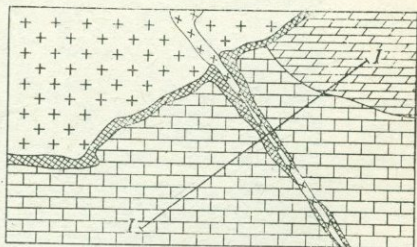
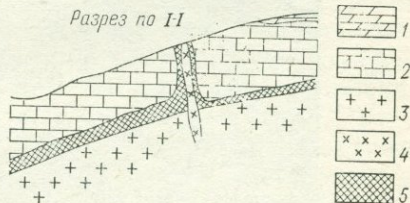


Рис. 173. Участок шеелитонесущих скарнов. Ингичинское месторождение. Средняя Азия.

I — доломит; *2* — мрамор; *3* — биотитовый гранит; *4* — лейкократовый гранит; *5* — скарны



Месторождения. В СССР: скарновые в Средней Азии (Чорух-Дайрон, Ингичке, Лянгар), в Приморском крае, Хакасии, на Северном Кавказе (Тырныауз — молибдошеелит); гидротермальное известно на Урале (Гумбейка). За границей: шеелитонесущие скарны известны в западных штатах США, в Бразилии и в Малайзии.

Применение. Шеелит — важная вольфрамовая руда.

Повеллит $\text{Ca}[\text{MoO}_4](\text{MoO}_3 \text{ 72,0\%})$.

Сингония тетрагональная. Обычно встречается в виде псевдоморфоз по молибдениту; агрегаты пластинчатые, листовые. Цвет белый, желтый, зеленовато-желтый. Блеск перламутровый, у землистых разновидностей матовый. Твердость 3,5. Редок.

Происхождение. Минерал вторичный, образуется в зоне окисления молибденовых месторождений за счет молибденита (Лянгар, в Самаркандской области).

Ферримолибдит (молибденовая охра) $\text{Fe}_2[\text{MoO}_4]_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Встречается в виде тонковолокнистых скоплений землистых и порошковых масс, образует налеты. Цвет серно-желтый или зеленовато-желтый. Развивается в зоне окисления молибденовых месторождений по молибдениту. Имеет важное поисковое значение на молибденит — пустоты от выщелачивания молибденита в квар-

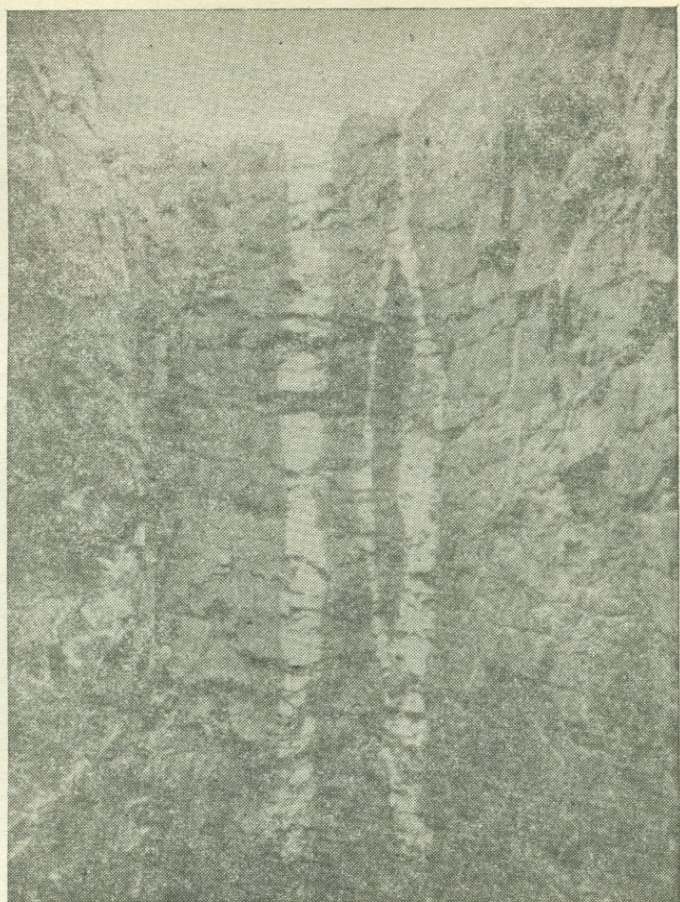


Рис. 174. Кварц-шеелитовая жила в разведочной траншее. Месторождение Гумбейка, Южный Урал

цевых жилах нередко содержат ферримолибдит. Ферримолибдит встречается в месторождениях Казахстана, известен в Первомайском месторождении Бурятской АССР.

Контрольные вопросы

1. Каковы формы кристаллов, цвет и блеск вольфрамита?
2. Какое происхождение имеет вольфрамит и где находятся его месторождения?
3. Каков генезис и парагенезис шеелита?
4. Назовите месторождения и укажите применение шеелита.
5. Какое происхождение и значение имеют повеллит и ферримолибдит?

IV. ПЕТРОГРАФИЯ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ «ГОРНАЯ ПОРОДА». ЗАДАЧИ ПЕТРОГРАФИИ

Петрография — наука о горных породах. «Петра» в переводе с греческого означает скала, камень, отсюда «петрография» — описание камней.

Земная кора сложена различными минеральными агрегатами, называемыми горными породами. Горные породы могут быть мономинеральными (мрамор) или полиминеральными (гранит). Минеральный состав каждой горной породы более или менее одинаков. Химический состав ее, естественно, зависит от того, из каких минералов она состоит; он не может быть точно выражен формулой, так как количество входящих в породу различных минералов не является строго постоянным. Хотя минеральный, а следовательно, и химический состав горной породы подвержен колебаниям, но в целом они достаточно определенно характеризуют ее.

Горная порода образуется в определенных геологических условиях. Эти условия влияют на форму ее залегания, характер и взаимоотношения составляющих ее минералов (структуру).

Каждая горная порода отличается от других пород также и по физическим свойствам: цвету, плотности, механической прочности, плавкости и т. д.

Таким образом, горная порода — это агрегат более или менее количественно и качественно постоянных минеральных зерен, отличающихся определенным строением, физическими свойствами и геологическими условиями образования.

По своему происхождению все горные породы разделяются на три большие группы: 1) магматические, — связанные с процессами магматической деятельности, 2) осадочные, — связанные с экзогенными процессами, и 3) метаморфические, — образующиеся в результате преобразования магматических и осадочных пород. Распространение этих пород неодинаково. Подсчитано, что литосфера на 95% сложена магматическими и метаморфическими породами и только 5% составляют осадочные породы. В то же время последние покрывают 75% земной поверхности и только 25% ее занято магматическими и метаморфическими породами.

Всесторонним изучением горных пород и занимается петрография. Она изучает минеральный и химический состав горных пород, их строение, происхождение, геологические условия залегания, взаимоотношения между различными породами, а также изменение горных пород с течением времени.

Изучение минеральных парагенезисов составляет основу петрографии, это изучение позволяет понять физико-химические условия происхождения горных пород и их геологическое положение. Петрография является одной из важных геологических дисциплин, на которой базируется учение о полезных ископаемых.

Под петрологией в настоящее время понимают науку, занимающуюся главным образом происхождением магматических и метаморфических пород, а под литологией — науку об осадочных горных породах. В полных курсах петрографии обычно выделяют специальный курс — петрографию осадочных пород. Существует еще особая отрасль петрографии — техническая петрография, изучающая технические камни — продукты силикатного и металлургического производства.

Петрография тесно связана с геологией, минералогией, геохимией и учением о полезных ископаемых, а также физикой, химией и другими науками.

Изучение горных пород имеет большое научное и практическое значение. Горные породы являютсяместилищем разнообразных металлических, неметаллических и горючих полезных ископаемых. Для того чтобы знать происхождение этих ископаемых и правильно вести поисковые и разведочные работы, нужно знать состав, происхождение и геологическое положение вмещающих и материнских пород. Кроме того, сами горные породы часто являются полезными ископаемыми (гранит, доломит, бокситы, соли, песчаники, глины, уголь и т. д.). Следовательно, без детальных петрографических работ в настоящее время невозможно проведение геологических и металлогенических исследований.

Контрольные вопросы

1. Дайте определение понятия «горная порода».
2. Как разделяются горные породы по своему происхождению?
3. Каковы задачи петрографии?

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Горные породы изучаются в полевых условиях и в лабораториях. Для всесторонней петрографической характеристики района необходимо, чтобы полевые и лабораторные исследования дополняли друг друга.

Полевые петрографические работы включают наблюдение геологических условий залегания горных пород и их взаимоотношений с другими породами. При этом изучаются формы залегания, размеры, трещиноватость (отдельность), контакты, влияние процессов выветривания. Приблизительно устанавливается минеральный состав и высказываются соображения о происхождении породы, что более точно определяют уже при химико-аналитических исследованиях.

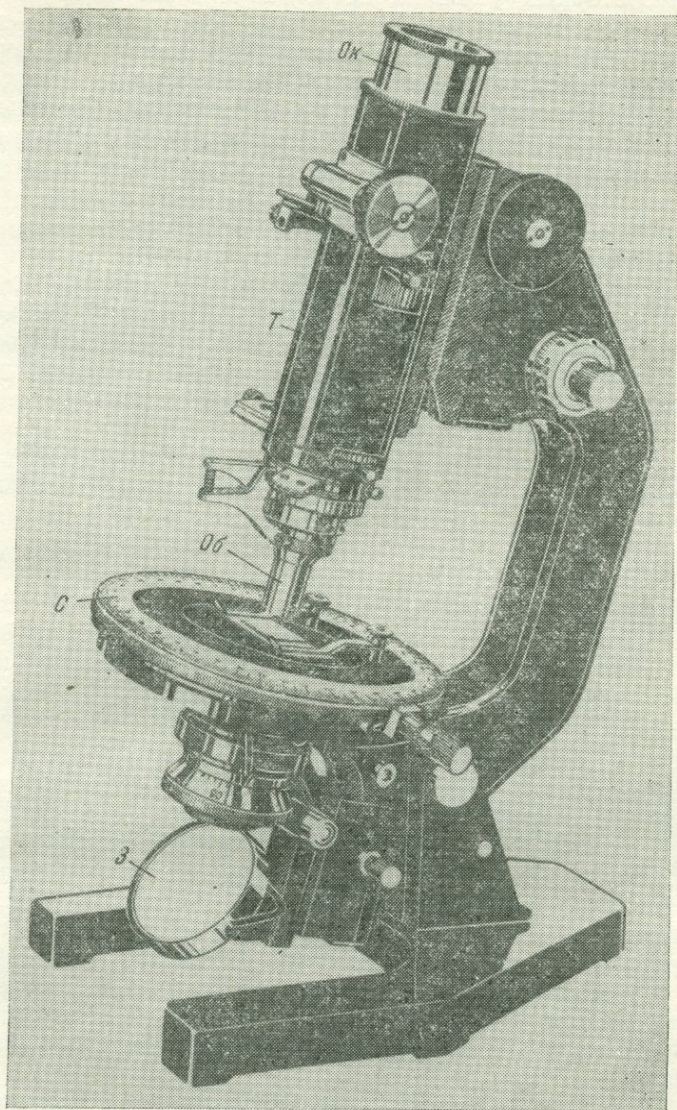


Рис. 175. Поляризационный микроскоп:

Т — тубус микроскопа, *С* — предметный столик, *З* — зеркало, *Об* —
объектив, *Ок* — окуляр

В результате полевых наблюдений дается полевое определение породы.

В лабораторных условиях петрографы пользуются теми же методами, что и минералоги (см. с. 113). Для определения химического состава горной породы применяется химический анализ, часто ему предшествует спектральный анализ. Знание химического состава горных пород важно для их систематики. Созданы специальные методы пересчета химических анализов горных пород на нормативный минеральный состав. В настоящее время получены

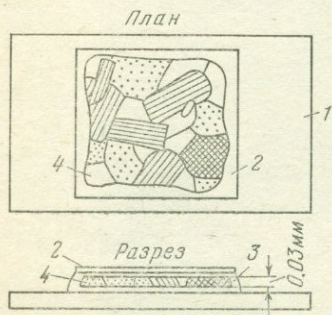


Рис. 176. Петрографический шлиф:

1 — предметное стекло, 2 — покровное стекло, 3 — канадский бальзам, 4 — пластинка горной породы

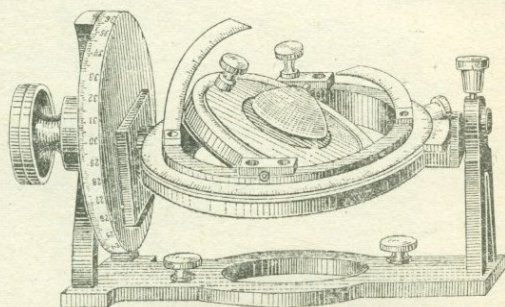


Рис. 177. Столик Е. С. Федорова

сведения и о распространенности редких и рассеянных элементов в различных горных породах.

Из специальных петрографических методов чрезвычайно широко используется кристаллооптический метод исследования, основанный на применении поляризованного света. Для этого служат поляризационные микроскопы различных систем (рис. 175), с помощью которых изучаются мелкие кристаллические зернышки или специально изготавливаемые препараты — шлифы (рис. 176).

Шлиф представляет собой срез (пластинку) горной породы толщиной около 0,03 мм, наклеенный на стекло. На такую пластинку горной породы сверху наклеивается тонкое, так называемое покровное стекло, предохраняющее ее от загрязнения. При изготовлении шлифов пользуются специальным клеем — канадским бальзамом.

Для детальных и точных кристаллооптических исследований применяется предложенный Е. С. Федоровым универсальный столик (рис. 177), который укрепляется на столике микроскопа.

Так как все рудные минералы в проходящем свете непрозрачны и выглядят одинаково черными, то их изучают при помощи специального микроскопа, в котором используется свет, отраженный от зеркально отполированной поверхности образца (аншлифа).

Метод кристаллооптического анализа давно вошел в практику минералогических и петрографических исследований и дает точное представление о минеральном составе и структуре горных пород, взаимоотношениях минералов, их размере, количестве и порядке выделения.

Широкое развитие получили радиологические методы определения возраста горных пород (с. 361). Изучение сложных процессов дифференциации и кристаллизации магмы и процессов метаморфизма вызвало развитие физико-химических методов в петрографии. Благодаря трудам В. М. Гольдшмидта, П. Ниггли, П. Эскола, А. Н. Заварицкого, Д. С. Коржинского, А. А. Маракушева и других ученых создана современная основа физико-химического анализа минеральных парагенезисов, разработаны системы минеральных фаций.

Большое значение имеют методы разделения минералов горных пород, в особенности метод тяжелых жидкостей. Последний дает возможность разделять минералы по фракциям с определенной плотностью. Существуют наборы тяжелых жидкостей, в которых исследуемый минерал всплывает, если его плотность меньше, чем плотности жидкости, плавают, если плотность минерала и жидкости одинаковы, и тонет, если плотность минерала больше, чем жидкости.

Для характеристики осадочных пород применяются специальные методы исследования. Так, одним из важных методов является гранулометрический (или механический) анализ. Последний заключается в разделении пород на составные части, различающиеся по величине зерен. Разделение производится либо при помощи сит, либо по скорости оседания в воде. После разделения эти составные части (фракции) всесторонне изучаются. При изучении осадочных пород пользуются также и всеми указанными выше методами: химическим, шлиховым, рентгеноструктурным, оптическим, термическим (для глин); при исследовании карбонатных пород изучают их нерастворимый в кислоте остаток. Широко применяются также палеонтологические методы и спорово-пыльцевой анализ.

Контрольные вопросы

1. В чем заключаются полевые петрографические работы?
2. Какими лабораторными методами пользуются петрографы?
3. В чем заключается гранулометрический анализ?

МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Как показывает само название, магматические горные породы образуются в результате остывания и кристаллизации магмы; они также называются изверженными горными породами.

Магма представляет собой огненно-жидкий силикатный расплав, содержащий различные элементы, их окислы и летучие

компоненты (фтор, хлор, воду, уголекислоту и др.). Понижение температуры и изменение давления приводит к кристаллизации этого расплава. Магма может застывать в глубине земной коры под покровом вышележащих пород и на поверхности или близ поверхности земли. В первом случае процесс остывания протекает медленно, вся магма успевает закристаллизоваться — образуются полнокристаллические зернистые породы. При быстром поднятии магмы на поверхность земли температура ее быстро падает, давление понижается до нормального, от магмы отделяются летучие компоненты. В этом случае породы иногда имеют стекловатую структуру, т. е. не являются полностью закристаллизованными.

Магматические породы, образовавшиеся в глубоких недрах земли, носят название *интрузивных*, или *глубинных*, пород. Если застывание магмы происходит на поверхности земли, то образуются *эффузивные*, или *излившиеся*, породы. Исходя из условий образования, интрузивные и эффузивные породы различаются по условиям залегания и сложению (структуре и текстуре).

Интрузивные породы в зависимости от глубины застывания магмы разделяются на две фации: 1) *абиссальные* породы, образовавшиеся на значительной глубине, и 2) *гипабиссальные* (полуглубинные) породы, которые затвердели на сравнительно небольшой глубине. Последние по условиям залегания и структуре являются переходными от интрузивных пород к эффузивным.

Эффузивные породы образуются при излиянии лавы на поверхность, их формы залегания — потоки или покровы. Они массивны, плотны (иногда мелкопористы). При извержениях вокруг вулканических аппаратов нередко возникают скопления разнородного лавового материала — такие образования иногда называют *экструзивными*¹.

Магма всегда содержит некоторое количество газов и перегретых паров воды, которые при извержении взрываются. Вулканические выбросы состоят из раздробленных или распыленных продуктов извержений. Сюда относятся вулканические пепел и песок, лапилли и вулканические бомбы. В совокупности они называются *пирокластическим материалом*², для последнего характерны угловатость обломков и отсутствие какой-либо сортировки.

Пирокластический материал накапливается по склонам вулканов, оседает в долинах и подвергается цементации. В результате образуются горные породы, которые носят общее название — *вулканические туфы*. Они имеют примерно тот же химический состав, что и породившие их эффузии.

¹ От греческого «экструзия» — извержение.

² От греческих слов «пир» — огонь и «кластикос» — раздробленный.

Кристаллизация магмы. Дифференциация и ассимиляция

При медленном охлаждении магмы на глубине из нее начинают кристаллизоваться минералы. Вначале кристаллизуются минералы, температура образования которых велика. Они свободно растут в еще жидкой магме и поэтому имеют хорошо выраженные кристаллографические очертания. Такие минералы называются **идиоморфными** (т. е. обладающими собственными очертаниями).

Затем начинает кристаллизоваться основная часть магмы — это главная фаза кристаллизации. Сразу возникает множество центров кристаллизации. Кристаллы растут, заполняя свободное пространство и образуя зернистую породу. Минералы в ней уже не имеют четких кристаллографических очертаний.

Минералы, имеющие частично собственную форму и частично обусловленную другими минералами, называются **гипидиоморфными**. Если минералы заполняют промежутки между ранее образованными минералами и не имеют собственных кристаллографических очертаний, то они называются **ксеноморфными**.

Степень идиоморфизма минералов в породе может быть различна. На рис. 178 видно, что наиболее идиоморфными минералами являются апатит (*ap*) и биотит (*b*). Амфибол (*a*) имеет четкие линии ограничения, т. е. он более идиоморфен, чем плагиоклаз (*пл*) а последний более идиоморфен, чем ортоклаз (*ор*). Кварц же (*кв*) является ксеноморфным минералом, так как он не имеет собственных линий ограничения.

При излиянии лавы на поверхность земли в силу быстрого падения температуры и давления она не успевает закристаллизоваться и часто образует скрытокристаллические и стекловатые массы, среди которых нередко находятся оплавленные зерна ранее выделившихся минералов.

Существует много видов магматических пород, в то время как исходных по составу магм — одна, две или в крайнем случае три, как считают некоторые ученые. Такое разнообразие пород объясняется процессами дифференциации магмы, ассимиляцией вмещающих пород и зависит от геологических условий, при которых происходило образование магматических пород.

Дифференциация (разделение) магмы — совокупность различных физико-химических процессов, в результате которых из одной материнской магмы возникают вторичные магмы, дающие различ-

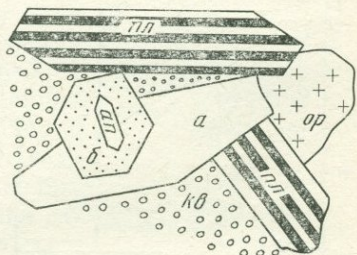


Рис. 178. Степень идиоморфизма минералов (по В. Н. Лодочникову): *ap* — апатит, *b* — биотит, *a* — амфибол, *пл* — плагиоклаз, *ор* — ортоклаз, *кв* — кварц

ные по химическому и минеральному составу магматические породы. Дифференциация магмы происходит на значительных глубинах и ведет к тому, что разные части единого магматического

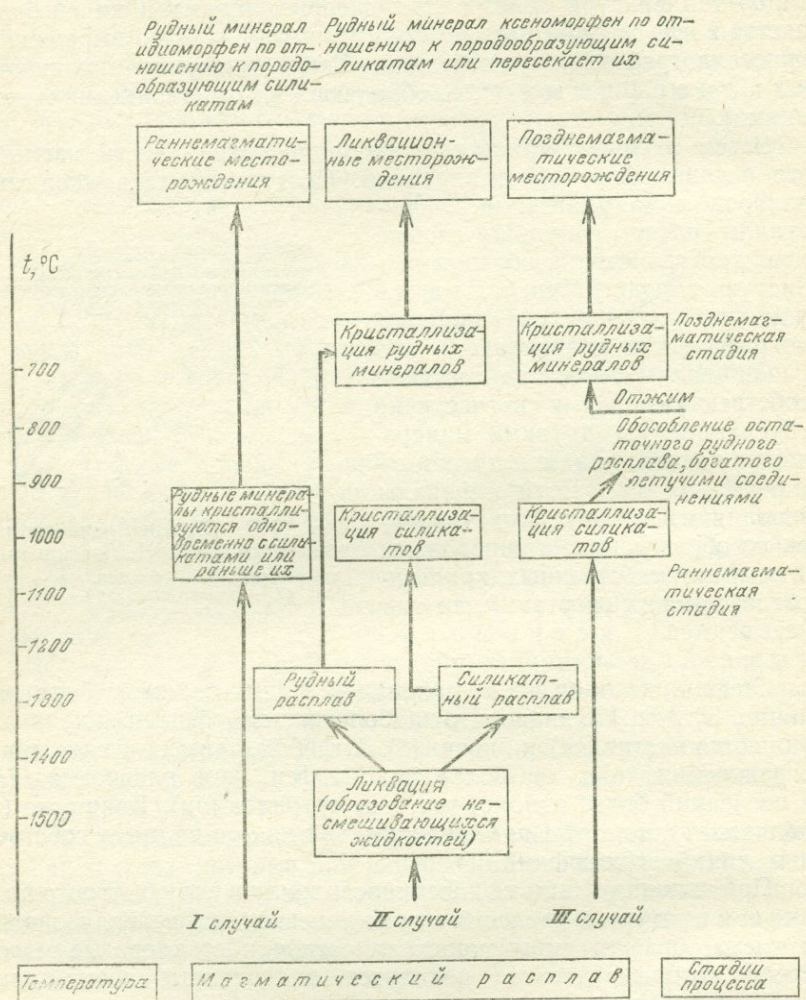


Рис. 179. Схема обособлений рудных компонентов в магме и образование различных типов магматических месторождений

резервуара обогащаются различными компонентами. Различают магматическую и кристаллизационную дифференциацию.

Магматическая дифференциация происходит на больших глубинах и при высоких температурах, причину ее некоторые ученые видят в явлениях диффузии. Сюда же следует отнести л и к в а ц и ю, т. е. разделение одной жидкой магмы на

две несмешивающиеся жидкости. При длительном охлаждении обеих жидкостей они дают различные по составу породы. Так образуются, например, ш л и р о в ы е в ы д е л е н и я — минеральные скопления несколько иного состава, чем основная масса. Иногда в результате ликвации расплав, богатый соединениями металлов, обособляется от силикатного, что приводит к образованию важных в промышленном отношении ликвационных месторождений меди, никеля и хрома.

К р и с т а л л и з а ц и о н н а я д и ф ф е р е н ц и а ц и я происходит благодаря процессу кристаллизации. Минералы, образовавшиеся в первую фазу кристаллизации, плавают в расплаве. Если их плотность больше, чем плотность расплава, они тонут, опускаются вниз на дно магматического резервуара. Подобная дифференциация происходит в том случае, если вязкость магмы не особенно велика. Обычно первыми выпадают тяжелые железомagneзиальные минералы; например, оливин. Кристаллы оливина погружаются к основанию магматического бассейна и скапливаются там. Образовавшиеся в первую фазу кристаллы не всегда скапливаются в нижней части бассейна, они могут долгое время находиться во взвешенном состоянии и реагировать с расплавом. Так, оливин в результате подобных реакций переходит в пироксен. В случае, если кристаллы легче расплава, они всплывают и накапливаются в верхних частях бассейна.

На рис. 179 показано три различных случая кристаллизации силикатных и рудных минералов, что приводит к образованию трех типов магматических месторождений. Пример гравитационной дифференциации иллюстрирует рис. 180, на котором видно, что опускание вкрапленника плагиоклаза вызвало перемещение и ориентировку полевошпатовых микролитов в основной массе породы. Микролиты группируются под нижней поверхностью вкрапленника плагиоклаза, обтекают его по краям, располагаясь затем параллельно друг другу по направлению движения (опускания) вкрапленника.

Из сказанного выше видно, что в процессе кристаллизации магмы происходит перераспределение различных компонентов. Если образующиеся кристаллы удаляются из магматического очага, например, опускаются в более глубокие горизонты или всплывают в верхние, состав магмы будет постепенно меняться и из нее будут кристаллизоваться различные горные породы. Порядок кристаллизации и взаимоотношение главных породообразующих минера-

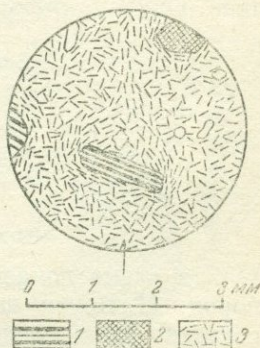
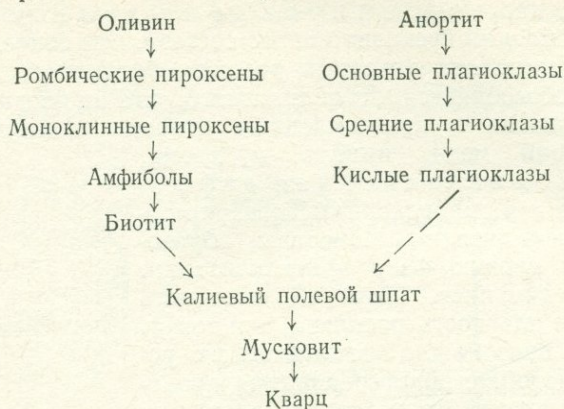


Рис. 180. Опускание вкрапленника плагиоклаза и перемещение вследствие этого полевошпатовых микролитов в основной массе породы (по В. Троммendorфу):

1 — плагиоклаз; 2 — пироксен; 3 — микролиты полевошпатовой массы

лов, согласно представлению американского петролога Н. Боуэна, можно изобразить в виде следующей схемы:



Эта схема показывает главное направление в формировании пород. Н. Боуэн выделяет два реакционных ряда минералов, согласно их последовательности выпадения из магмы. Каждый вышестоящий минерал при реакциях с расплавом образует минерал, стоящий по схеме ниже. Если обособление минералов происходит в начальные фазы кристаллизации, образуются основные породы; с последними фазами связаны кислые породы. При этом происходит усложнение кремнекислородных построек от силикатов островной структуры к цепочечным, ленточным, листовым и каркасным; увеличивается также степень замещения кремния алюминием. Процесс кристаллизации магмы сопровождается накоплением в расплаве кремнезема, щелочей и воды.

Большую роль при образовании магматических пород играют процессы а с с и м и л я ц и и. Внедряясь в вышележащие толщи, магма захватывает и переплавляет обломки различных пород (ксенолиты), тем самым изменяя свой состав. Такое изменение состава магмы приводит к образованию разнообразных г и б р и д - н ы х пород. Особенно сильные изменения, как правило, наблюдаются в приконтактных частях крупных магматических тел, поскольку там процессы ассимиляции идут наиболее интенсивно.

Синонимом ассимиляции до известной степени является к о н - т а м и н а ц и я (загрязнение). В этом случае постороннее вещество обычно бывает не полностью переработанным или ассимилированным.

Все описанные выше процессы и приводят к большому разнообразию магматических пород, которое мы наблюдаем в природе.

Формы залегания магматических пород

Магматические горные породы слагают огромные пространства земной коры. Формы их залегания зависят от количества интродуцируемого материала и геологических особенностей района. Выде-

ляют с о г л а с н ы е (конкордантные) формы залегания магматических пород, когда магма внедрилась согласно напластованию осадочных пород (лакколиты, лополиты, факолиты, силлы), и н е с о г л а с н ы е (дискордантные) формы залегания, независящие от напластования осадочных пород (батолиты, штоки, дайки, интрузивные жилы, вулканические некки и др.).

Б а т о л и т а м и называются крупные, неправильной формы массивы интрузивных, главным образом гранитных, пород, занимающие по площади более 100 км²; в длину они иногда достигают 500 км (рис. 181). Предположение о том, что батолиты являются бездонными телами, в настоящее время опровергается наблюдениями. Так, например, на Урале вертикальная мощность гранитных батолитов не превышает 3—4 км.

Гранитные батолиты возникают, по всей вероятности, не только благодаря внедрению гранитного расплава, а в значительно большей степени благодаря процессу гранитизации или магматического замещения осадочно-метаморфических пород. В происхождении крупных массивов гранитоидов большую роль играют глубинные (мантийные) флюиды, названные Д. С. Коржинским сквозьмагматическими, которые и вызывают процесс гранитизации пород.

Областями распространения батолитов являются горы Средней Азии, Алтай, Украинский кристаллический массив и т. д. За границей батолиты огромных размеров известны в Южной Америке, Канаде, на Аляске и во многих других местах.

Массивы по площади до 100 км² называются ш т о к а м и. Они имеют округлую или эллипсообразную форму поперечного сечения и на глубине связаны с батолитами. Для батолитов и штоков характерно распространение в складчатых зонах.

Инъецированные (внедренные) магматические тела часто имеют причудливые и неправильные формы. Для некоторых из них имеются специальные названия: акмолит — имеет форму лезвия, гарполит — серпа, сфенолит — клина, этмолит — неправильной воронки, хонолит — тело неправильной формы (рис. 182). Все они характерны для гипабиссальных (полуглубинных) интрузий и мало распространены.

Из других несогласных интрузивных пород следует отметить и н т р у з и в н ы е ж и л ы, образующиеся в результате прониновения магмы в трещины.

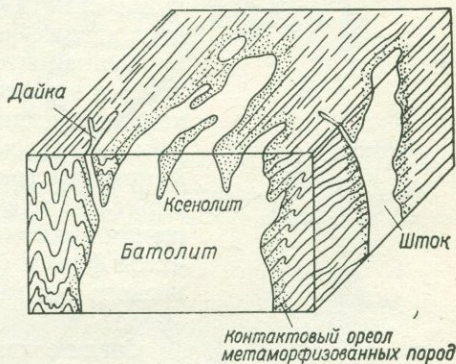


Рис. 181. Формы залегания интрузивных пород

Д а й к а м и¹ называются секущие интрузивные жилы, вертикальные или с крутым падением; контакты их параллельные. Дайки и жилы имеют мощность от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. Как правило, они бывают сильно вытянуты в длину (по простиранию), иногда на многие километры.

Мелкие жилоподобные ответвления от штоков и даек называются **а п о ф и з а м и**, они сравнительно быстро выклиниваются во вмещающих породах.

Вулканическими не к к а м и, или **жерловинами**, называются вертикальные цилиндрические каналы, по которым двигалась лава от магматического очага к кратеру (рис. 183). В плане они имеют округлую или овальную форму. При разрушении вулкана они образуют останцы столбчатой формы (рис. 184). Размеры некков от нескольких метров до сотен метров в диаметре.

Среди согласных интрузивных тел обычно выделяют лакколиты, лополиты, факолиты и силлы (рис. 185).

Л а к к о л и т ы имеют куполообразную или грибообразную форму; они образуются вязкими магмами, которые, распространяясь по слоистости, приподнимают вышележащие породы. Основание лакколитов близко к горизонтальному, а верхняя поверхность часто бывает изогнута наподобие хлебного каравай (рис. 185, 3).

Примерами лакколитов могут служить небольшие горы в окрестностях Пятигорска (Бештау, Железная, Машук и др.), гора Аюдаг в Крыму. В одних случаях покрывка лакколита из осадочных пород может быть сохранена (гора Машук), в других — на поверхность выходят магматические породы. **Л о п о л и т ы** в отличие от лакколитов имеют вогнутую чашеобразную форму (рис. 185, 2 и рис. 195).

Ф а к о л и т ы образуются в складчатых структурах и представляют собой чечевицеобразные тела в сводах и мульдах смятых пород. Они возникают в результате заполнения магмой наименее

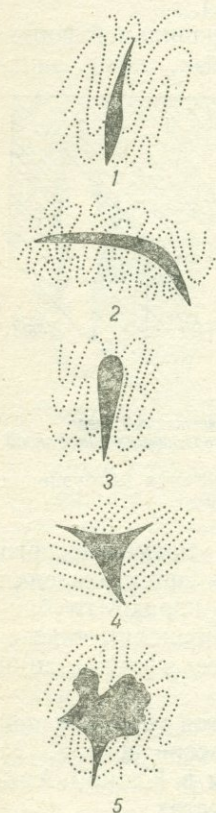


Рис. 182. Инъекцированные магматические тела неправильной формы:

1 — аглолит; 2 — гарнолит; 3 — сфенолит; 4 — этмолит; 5 — хонолит

¹ Название происходит от шотландского слова «дайк» — стена; при выветривании они образуют гребни или стенки, так как менее устойчивые вмещающие породы разрушаются (см. рис. 209).

плотных частей пород — в перегибах складок (рис. 185, 4 и рис. 186).

Если легкоподвижная магма распространяется вдоль напластования осадочных пород, то образуются интрузивные за-

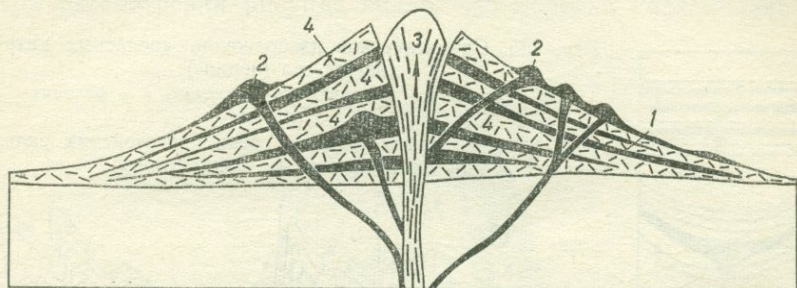


Рис. 183. Разрез стратовулкана (по В. В. Белоусову, 1971 г.):

1 — лавы (черное); 2 — паразитные центры извержения; 3 — жерловина; 4 — слои пирокластического материала

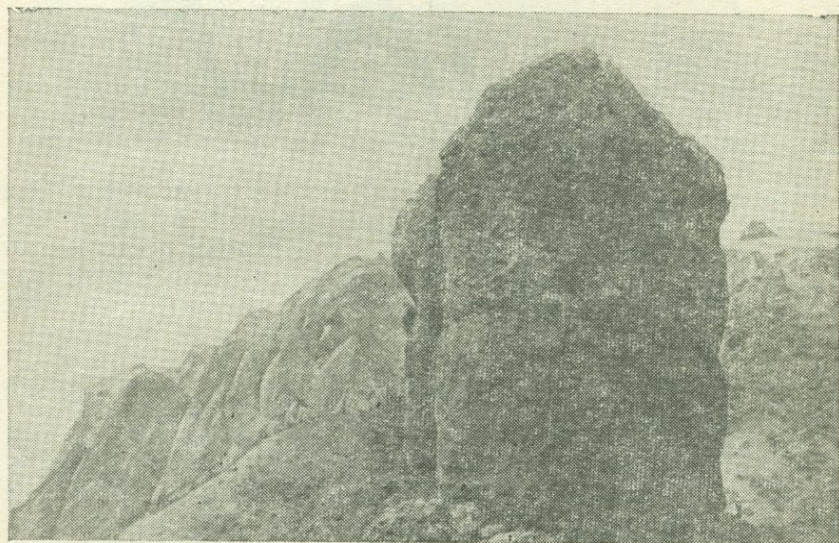


Рис. 184. Андезитовый некк. Карадаг, Крым

лежи, пластовые интрузии, или силлы (рис. 185, 1 и рис. 187).

Формы залегания эффузивных пород зависят от типа излияния магмы и ее вязкости. Вытекающая из кратера жидкая лава стекает по конусам вулканов и, спускаясь, заполняет пониженные участки поверхности с образованием покровов и потоков. По-

кровы возникают в результате трещинных излияний на сравнительно ровную поверхность; обычно они представлены базальтами с относительно низким содержанием SiO_2 . Площади, занимаемые покровами, исключительно велики. Огромные плато, сложенные

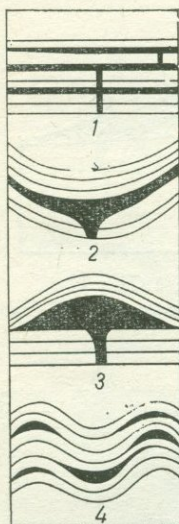
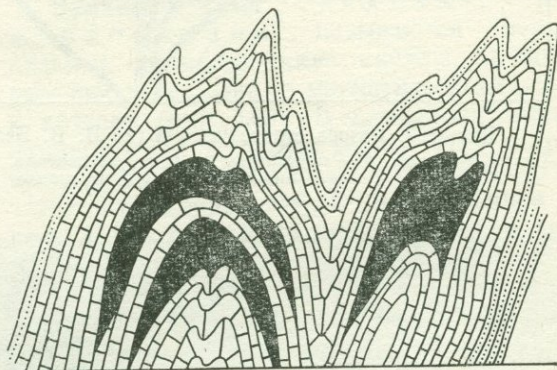


Рис. 185. Схематическое изображение согласных интрузивных тел (черное).

1 — силлы, 2 — лополит, 3 — лакколит, 4 — факолит

Рис. 186. Факолиты (черное) среди палеозойских складчатых толщ (по А. Баддингтону)



базальтами, достигают сотен тысяч квадратных километров. Они находятся в Сибири, Индии, Исландии, Северной и Южной Америке, мощность их достигает более 1 км. Потоки представляют вытекающую при извержении вулканов лаву, они имеют, как правило, удлиненную форму, нередко форму языков (см. рис. 200).

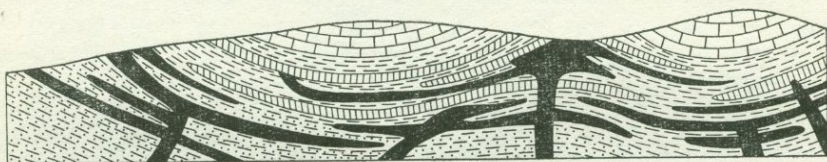


Рис. 187. Пластовые интрузии (силлы) диабазов (черное) среди карбонатно-терригенных пород палеозоя. Чехословакия (по В. В. Белоусову, 1971 г.)

Размеры их относительно невелики: в длину достигают первых десятков километров (обычно первые километры) при ширине 1—2 км, мощность их исчисляется первыми метрами и десятками метров.

Скорость передвижения лавы зависит от их вязкости. Лавы среднего и особенно кислого состава более вязки, чем основная базальтовая лава и перемещаются медленнее.

Вязкая и малоподвижная лава при выходе на поверхность не растекается, а образует купола и конусы (рис. 188). Геологический разрез через лавовый купол вулкана Менделеева на о-ве Кунашир (Курильские острова) показан на рис. 189. При рассмотрении рисунка видно, что молодая вязкая лава не

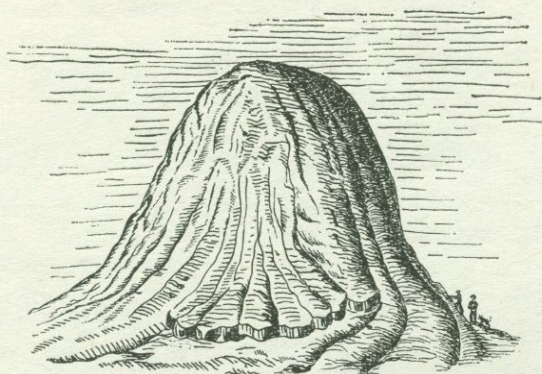


Рис. 188. Лавовый купол (по Вейншенку)

растеклась далеко от центра извержения и образовала купол. Во время извержения вулкана Мон-Пеле на о-ве Мартиника в 1902 г. образовался обелиск застывшей лавы высотой около 300 м.

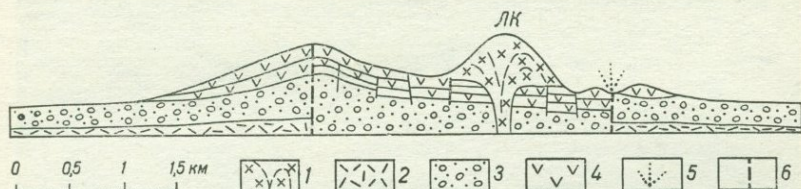


Рис. 189. Геологический разрез через лавовый купол (ЛК) вулкана Менделеева на о-ве Кунашир (по Е. К. Мархинину).

1 — молодая вязкая лава; 2 — нижние лавы; 3 — туфы; 4 — верхняя лава; 5 — выходы вулканических газов; 6 — кольцевой разлом

При охлаждении магматических пород происходит их раскалывание по определенным направлениям с образованием кусков характерной формы — *отдельностей*; направления, по которым происходит это раскалывание, называются *трещинами* и *отдельностями*. Для интрузивных пород типичны глыбовая, пластовая, параллелепipedальная и матрацевидная (рис. 190) отдельности, для эффузивных пород — шаровая или скорлуповатая и столбчатая или призматическая (рис. 191) отдельности. Для последней характерно, что породы (обычно базальты) разбиты на сильно вытянутые шестигранные призмы — столбы, размером 10—15 см в диаметре и ориентированные перпендикулярно к направле-

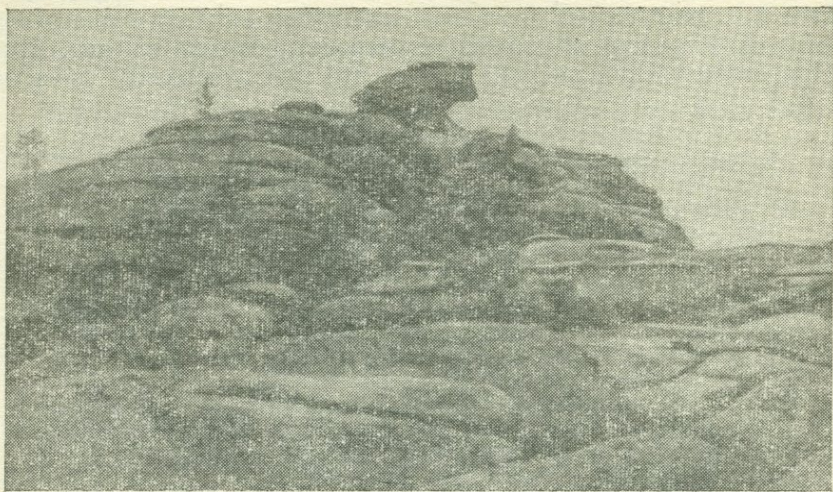


Рис. 190. Матрацевидная форма отдельности в гранитах. Баянаульские горы, Казахстан

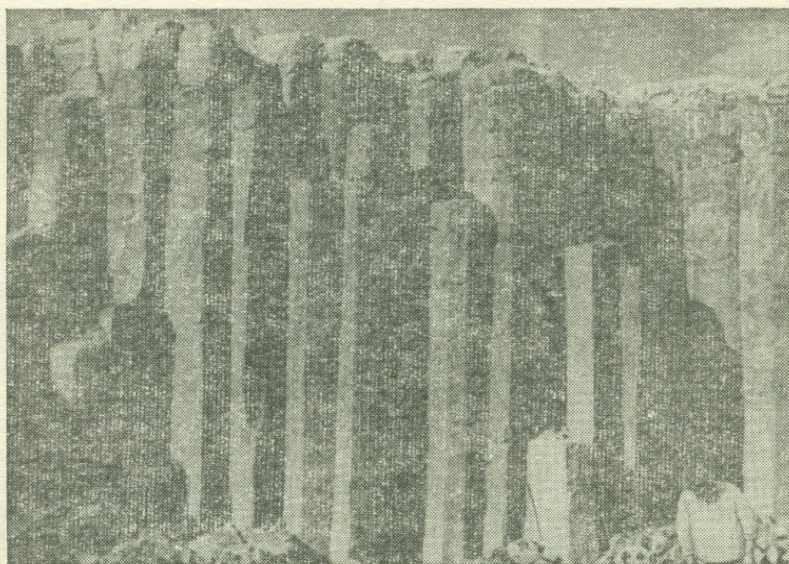


Рис. 191. Призматическая отдельность в базальтах. Ровенская область, Украина

нию потока. Так называемые «канатные» лавы (наподобие связки канатов) являются промежуточными образованиями между вязкой волнистой лавой и лавовыми потоками с призматической отдельностью.

Шаровая или подушечная отдельность (см. рис. 202) возникает в результате затвердевания жидкой лавы в виде шаровых (подушечных) обособлений, что связано с изменением объема при охлаждении. Шаровая или подушечная отдельность характерна для подводных излияний основных магматических пород.

Структуры и текстуры магматических пород

Под *структурой* понимают особенности строения горной породы, зависящие от степени кристалличности, формы, размера и взаимоотношений минералов. *Текстура* горной породы показывает, как минеральные агрегаты распределены в пространстве, т. е. показывает сложение породы.

Как уже отмечалось, в зависимости от условий образования магма может закристаллизоваться полностью, частично или образовывать стекловатую породу. В связи с этим различают *полнокристаллические*, *полукристаллические* и *стекловатые* (гидалиновые) структуры. Первые характерны для интрузивных пород, вторые — для эффузивных (и некоторых гипабиссальных), третьи — для лав.

Полнокристаллические, зернистые структуры интрузивных пород свидетельствуют о медленной и спокойной кристаллизации под покровом вышележащих пород. Среди зернистых структур (в зависимости от величины зерен) можно выделить *крупнозернистые*, *среднезернистые* и *мелкозернистые*¹. Выделяют также *равномернозернистые* и *порфировидные* структуры. Порфировидной называется такая структура, когда среди основной, обычно мелкозернистой, массы рассеяны крупные вкрапленники минералов, например полевого шпата. Об очень тонкозернистых плотных породах, обнаруживающих кристаллически-зернистое строение, говорят, что они имеют *афанитовую* структуру. Афанитовая структура характерна для многих излившихся пород — андезитов и других.

По степени идиоморфизма минералов для соответствующих пород выделяют следующие виды структур: *аплитовую*, *габбровую*, *гранитную* и др. Также можно различать: *аллотриоморфнозернистую* структуру, характеризующуюся отсутствием собственных кристаллографических очертаний у минералов (аплиты), и *панидиоморфнозерни-*

¹ Для крупнозернистых структур принимают размер зерен более 5 мм, для среднезернистых — от 2 до 5 мм, для мелкозернистых — менее 2 мм.

стую, когда минералы имеют идиоморфные или почти идиоморфные очертания (габбро).

Когда минералы проявляют различный идиоморфизм по отношению друг к другу, структуру называют г и п и д и о м о р ф - н о з е р н и с т о й. Так, гипидиоморфнозернистая структура гранита характеризуется идиоморфизмом цветных минералов к полевым шпатам, а последних — к кварцу.

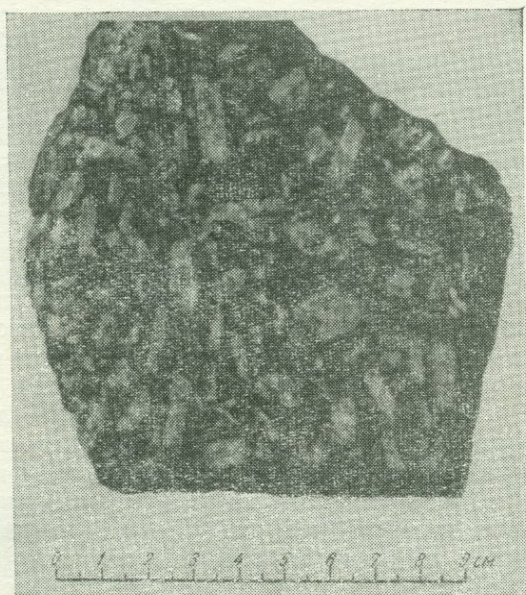


Рис. 192. Порфировая структура порфирита

Среди прочих структур интрузивных пород следует отметить пегматитовую, возникающую при одновременной кристаллизации двух минералов, закономерно прорастающих друг друга. Примером такой структуры служит письменный гранит, при образовании которого происходила одновременно кристаллизация полевого шпата и кварца.

Поикилитовая структура отличается прорастанием одного крупного минерала мелкими зернами других минералов.

Кристаллизация эффузивных пород начинается еще до излияния на поверхность. Минералы образовавшиеся в первую стадию кристаллизации магмы и плавающие среди основной нераскристаллизованной массы, при излиянии и быстром охлаждении образуют вкрапленники — порфировые выделения, или фенокристы. Эти вкрапленники рассеяны среди скрытокристаллической или стекловатой основной массы, не успевшей закристал-

лизоваться. Так образуется характерная только для эффузивных пород порфировая структура (рис. 192), указывающая на изменение физико-химических условий при кристаллизации магмы.

Микролиты (т. е. зародыши минералов) могут присутствовать в стекле в различных количествах. Если их много, а стекла мало, структуру называют *интерсертной*; при малом количестве микролитов и преобладании стекла образуется *витрофировая*, или *стекловатая*, структура; примером

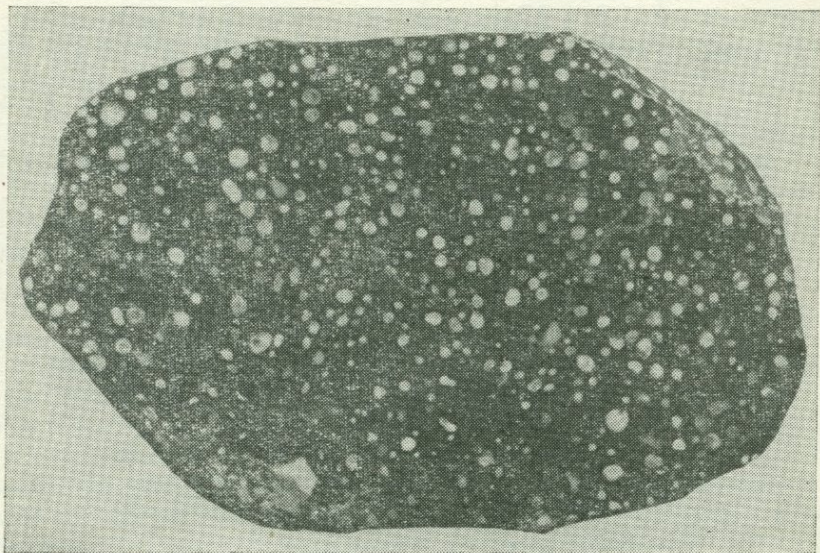


Рис. 193. Миндалевидная текстура в вулканических породах Карадага, Крым. Миндалины заполнены кальцитом, халцедоном, цеолитами. Нат. вел.

последней может служить обсидиан. Наличие вулканических стекол указывает на быстрое охлаждение расплава и потерю летучих компонентов.

Полнокристаллические, зернистые породы обычно имеют массивную текстуру. Для некоторых излившихся пород характерны *флюидальная* текстура, связанная с течением магмы, и *миндалевидная* текстура, обязанная присутствию пустот (миндалин), выполненных кальцитом, цеолитами и другими минералами (рис. 193). Различают также *такситовую* текстуру, образующуюся при расположении минеральных скоплений в виде отдельных пятен.

Химический и минеральный состав магматических пород

Химический состав магматических пород разнообразен. В том или ином количестве они содержат почти все химические элементы. Главнейшими элементами, из которых состоят магматические

породы, являются следующие: O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na, Ti, H. Они носят название петрогенных элементов.

Химический состав магматических пород представлен в табл. 7 (массовые %).

Т а б л и ц а 7

Средний химический состав магматических горных пород, массовые, %. По Ноккольдсу, 1954 г.

Компоненты	Гранит (173 анал.)	Гранодиорит (137 анал.)	Снежин (96 анал.)	Диорит (50 анал.)	Андезит (49 анал.)	Габбро (160 анал.)	Базальт (370 анал.)	Дунит (9 анал.)	Перидотит (23 анал.)
SiO ₂	72,54	66,88	58,79	51,86	54,20	48,36	47,71	40,16	43,54
TiO ₂	0,32	0,57	0,88	1,50	1,31	1,32	1,75	0,20	0,81
Al ₂ O ₃	12,98	15,66	15,39	16,40	17,17	16,84	13,70	0,84	3,99
Fe ₂ O ₃	1,97	1,33	2,92	2,73	3,48	2,55	3,15	1,88	2,51
FeO	1,68	2,59	4,01	6,97	5,49	7,92	8,43	11,87	9,84
MnO	0,07	0,07	0,14	0,18	0,15	0,18	0,16	0,21	0,21
MgO	0,34	1,57	2,72	6,12	4,36	8,06	10,38	43,16	34,02
CaO	0,68	3,56	4,17	8,40	7,92	11,07	10,35	0,75	3,46
Na ₂ O	3,86	3,84	4,67	3,36	3,67	2,26	2,22	0,31	0,56
K ₂ O	4,96	3,07	5,37	1,33	1,11	0,56	0,81	0,14	0,25
H ₂ O ⁺	0,48	0,65	0,58	0,80	0,86	0,64	0,66	0,44	0,76
P ₂ O ₅	0,13	0,21	0,36	0,35	0,28	0,24	0,27	0,04	0,05

Следует отметить, что средний химический состав магматической породы не соответствует составу магмы, из которой она образовалась. Это объясняется тем, что многие составные части магмы (вода, углекислота, соединения Cl, F и прочие летучие соединения) при ее излиянии и застывании уходят из нее и не фиксируются в минералах пород.

Минеральный состав магматических пород также весьма разнообразен. Наибольшим распространением пользуются полевые шпаты, кварц, амфиболы, пироксены, слюды, в меньшей степени — оливин, нефелин, лейцит, магнетит, апатит и другие минералы. Ниже приводится процентное содержание минералов, среднее для 700 магматических пород:

Полевые шпаты	60
Кварц	12
Амфиболы и пироксены	17
Слюды	4
Прочие силикаты	6
Остальные минералы	1
	100%

Среди минералов различают главные породообразующие минералы, слагающие основную массу породы, и второстепенные минералы, присутствующие в меньшем количестве

(могут отсутствовать). Главными пороодообразующими минералами являются кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, лейцит, нефелин, пироксены, амфиболы, слюды, оливин и некоторые другие.

Выделяют еще а к ц е с с о р н ы е минералы, присутствующие в небольшом количестве в виде редкой, но характерной примеси, например циркон, титанит, ортит и др. Иногда в породах присутствуют и рудные минералы (магнетит, хромит, пирит, пирротин и др.), но количество их в большинстве случаев очень невелико.

Минералы, богатые Si и Al, называются с и а л и ч е с к и м и (Si, Al); они имеют светлую окраску. Таковы полевые шпаты, кварц, мусковит и др. Минералы, содержащие Mg и Fe, называются м а ф и ч е с к и м и (Mg, Fe), или ф е м и ч е с к и м и; их также называют цветными минералами; они темноокрашенные, к ним принадлежат пироксены, амфиболы, биотит, оливин.

При отсутствии цветных минералов или при их малом содержании породу называют л е й к о к р а т о в о й, т. е. светлой. Если цветных минералов много, породу называют м е л а н о к р а т о в о й, т. е. темной.

Минералы магматических пород разделяются по происхождению на п е р в и ч н ы е (магматические) и в т о р и ч н ы е. Первичные минералы образуются в результате кристаллизации самой магмы. Вторичные минералы образуются за счет первичных в последующие этапы существования пород. Например, плагиоклазы (первичные) при разложении дают серицит, цеолиты (вторичные); пироксены и амфиболы (первичные) замещаются хлоритом и эпидотом (вторичные). Типичными процессами вторичного минералообразования являются серицитизация, каолинизация, хлоритизация, серпентинизация и т. д.

В последнее время ко вторичным минералам относят лишь те, которые образовались благодаря выветриванию породы. Минералы, образовавшиеся в породе после ее затвердевания под действием гидротермальных или других послемагматических процессов, относят к п о с л е м а г м а т и ч е с к и м, или э п и м а г м а т и ч е с к и м.

Классификация магматических пород

Выше мы уже разделили все магматические породы по геологическому принципу, выделив интрузивные (глубинные) и эффузивные (излившиеся) породы. Несколько особняком стоит третья группа — ж и л ь н ы е п о р о д ы, которые выполняют трещины.

В результате изменений, которым подвергаются магматические породы с течением времени, они имеют различное состояние, называемое фазой породы. Различают п е р в и ч н у ю, д и а г е н е т и ч е с к у ю и з е л ь е н о к а м е н н у ю фазы, особенно хорошо выраженные у эффузивных пород. Первая характеризуется

Классификация магматических пород

Группа	Интрузивные (глубинные)	Эффузивные (излившиеся)		Минералы		
		слабо измененные	сильно измененные	главные	второстепенные и акцессорные	вторичные
I. Ультраосновные	Дунит Перидотит Пироксенит	—	—	Оливин (100—85%), пироксен (0—15%) Оливин (70—30%), пироксен (30—70%) Оливин (<10%), пироксен (100—90%)	Магнетит, ильменит, хромит, шпинель, пирротин (~ 1—3%)	Серпентин, уралит, хлорит, тальк
II. Основные	Габбро	Базальт	Диабаз (или базальтовый порфирит)	Основные плагиоклазы (50—70%), пироксены (25—50%), реже оливин (5—10%), роговая обманка и биотит	Ортоклаз, кварц, апатит, магнетит, титанит, ильменит, пирротин, пентландит (~ 1—6%)	Альбит, хлорит, уралит, тальк, серицит
III. Средние	Диорит	Андезит	Порфирит (или андезитовый порфирит)	Средние плагиоклазы (50—70%), роговая обманка (10—20%), реже биотит (10—15%), пироксены	Кварц (0—15%), калиевый полевой шпат (0—6%), апатит, титанит, магнетит (~ 1—2%)	Серицит, каолинит, цоизит, хлорит, карбонаты
а) с плагиоклазами						
б) с калиевыми полевыми шпатами	Сиенит	Трахит	Ортофир	Калиевый полевой шпат (50—70%), кислый плагиоклаз (10—30%), роговая обманка, реже биотит (10—20%)	Кварц (0—5%), циркон, титанит, апатит, магнетит (~ 1—2%)	Серицит, каолинит, хлорит

Группа	Интрузивные (глубинные)	Эффузивные (излившиеся)		Минералы		
		слабо измененные	сильно измененные	главные	второстепенные и акцессорные	вторичные
IV. Кислые	Гранит	Липарит	Кварцевый порфир	Кварц (25—35%), калиевый полевой шпат (35—40%), кислый плагиоклаз (15—25%), биотит (5—15%), реже мусковит (0—3%), роговая обманка	Апатит, циркон, магнетит, турмалин (~1—2%)	Серпичит, каолинит, хлорит
V. Щелочные	Нефелиновый сненит	—	—	Калиевый полевой шпат (55—65%), нефелин (15—30%), щелочные пироксены и амфиболы (10—25%), реже биотит	Циркон, титанит, апатит, магнетит (~2%)	Серпичит, каолинит, хлорит, цеолиты

свежестью породы, когда минералы почти не изменены. В диагенетическую фазу благодаря выветриванию порода буреет и мутнеет, по полевым шпатам развивается серпичит и каолин. В зеленокаменную фазу породы, особенно магматические основного состава, сильно изменяются. Благодаря интенсивному развитию процесса хлоритизации они приобретают зеленый цвет.

В зависимости от степени сохранности (свежести) эффузивные породы одного и того же состава носят различные названия. Так, например, слабо измененная, свежая эффузивная порода среднего состава носит название андезит, а сильно измененная, с разложившимися минералами — порфирит, или андезитовый порфирит. Раньше слабо измененные (невыветрелые) эффузивные породы называли кайнотипными (т. е. считали их более молодыми по возрасту), а сильно измененные породы — палеотипными (т. е. более древними).

Помимо геологического признака, магматические горные породы можно классифицировать по минеральному и химическому составу.

При характеристике породы главное значение имеет присутствие или отсутствие таких минералов, как кварц, полевые шпаты,

фельдшпатыды и цветные минералы. Точное определение минерального состава под микроскопом дает возможность установить и химический состав породы.

Для химической характеристики породы показательно содержание кремнекислоты SiO_2 . На этом основании принято условное разделение магматических пород на следующие группы:

Ультраосновные	менее 45% SiO_2
Основные	от 45 до 52% SiO_2
Средние	от 52 до 65% SiO_2
Кислые	от 65 до 75% SiO_2

В отдельную группу выделяются щелочные породы, характеризующиеся значительным содержанием щелочей (до 20%) и

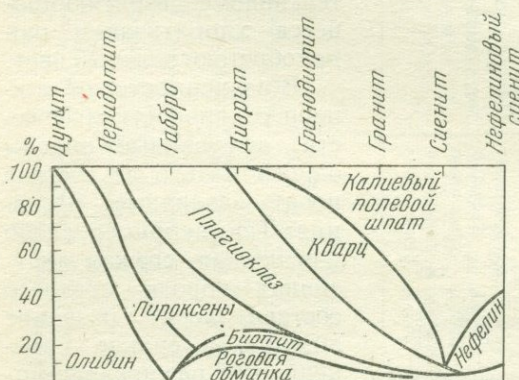


Рис. 194. Относительное содержание минералов в главнейших типах изверженных пород

меньшим по сравнению с кислыми породами количеством SiO_2 (около 40—55%).

В табл. 8 приводится сокращенная классификация магматических пород. Здесь наряду с интрузивными породами показаны близкие им по химическому и минеральному составу эффузивные породы, разделенные по степени измененности (сохранности).

На рис. 194 дана диаграмма изменения минерального состава изверженных пород. Следует отметить, что между указанными группами пород имеются промежуточные породы. Например, между гранитами и диоритами находятся гранодиориты, между гранитами и сиенитами — граносиениты и т. д. Кроме того, имеется много разновидностей пород, важнейшие из которых будут указаны в описательной части.

ОПИСАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Описание магматических пород будем вести согласно принятой выше классификации, выделяя ультраосновные, основные, средние, кислые и щелочные породы. В начале каждой группы дается характеристика интрузивных и затем эффузивных пород.

Ультраосновные породы

Ультраосновными (или ультрабазитами, или гипербазитами) породы названы потому, что содержат всего около 40—45% SiO_2 . Они богаты окислами железа и магния при почти полном отсутствии глинозема и щелочей. Все ультраосновные породы тяжелые, плотность их около 3,0—3,4. Они состоят исключительно из цветных (мафических) минералов: оливина, пироксенов и роговой обманки. Отсюда и окраска их темно-зеленая, буровато-черная до черной. Второстепенными и аксессуарными минералами являются: хромит, магнетит, ильменит, самородная платина и др.

Ультраосновные породы преимущественно глубинные, они представлены перидотитами, дунитами, пироксенитами и горнблендитами, излившиеся аналоги их встречаются крайне редко.

Перидотиты — обычно среднезернистые породы темно-зеленого, темно-серого или черного цвета, состоящие преимущественно из оливина и пироксена при преобладании оливина (название породы происходит от старого названия оливина — «перидот»).

Оливин присутствует в виде желтовато-зеленых зерен неправильной формы; пироксен таблитчатого вида, почти черный, с металловидным блеском. В породах нередко содержится хромит, магнетит и ильменит. Среди перидотитов различают гарцбургиты, состоящие из оливина (~65%) и ромбического пироксена (~35%), и лерцолиты, сложенные оливином (~50%) и различными пироксенами.

Дуниты состоят почти исключительно из одного оливина (90—100%). Цвет породы желтовато-зеленый, при разрушении оливина (серпентинизация) становится темно-зеленым и черным. Строение зернистое. Часто содержат магнетит, хромит, иногда платину.

Пироксениты — породы, в которых пироксен резко преобладает над оливином (~95% пироксена). Они черного цвета, средние и крупнозернистые, тяжелые. Согласно минеральному составу, различают энстатититы, гиперстениты, диаллагиты и т. д. Вебстерит состоит из примерно равного количества ромбических и моноклинных пироксенов.

Горнблендиты состоят преимущественно из роговой обманки. Они менее распространены по сравнению с вышеописанными породами.

Перидотиты, дуниты и пироксениты имеют интрузивное залегание и встречаются в виде штоков, образуя небольшие массивы. Пироксениты обычно окружают массивы существенно оливиновых пород — дунитов и перидотитов. В последнее время многие ученые полагают, что ультрабазиты имеют мантийное происхождение (являются породами верхней мантии) и проникают в земную кору по разломам в твердом состоянии в виде протрузий, наподобие соляных штоков.

В некоторых крупных интрузиях ультраосновных и основных пород наблюдается резкая расслоенность — образуются породы, отличающиеся по своему химическому и минеральному составу. Явления магматической расслоенности возникают благодаря процессам дифференциации и фракционной кристаллизации магмы после занятия магмой пространства (в некоторых случаях можно предполагать и серию инъекций магмы разного состава). Отдельные крупные расслоенные массивы имеют воронкообразную форму. Поступление огромных магматических масс из мантии нарушало равновесие в этом участке земной коры, что приводило к проседа-

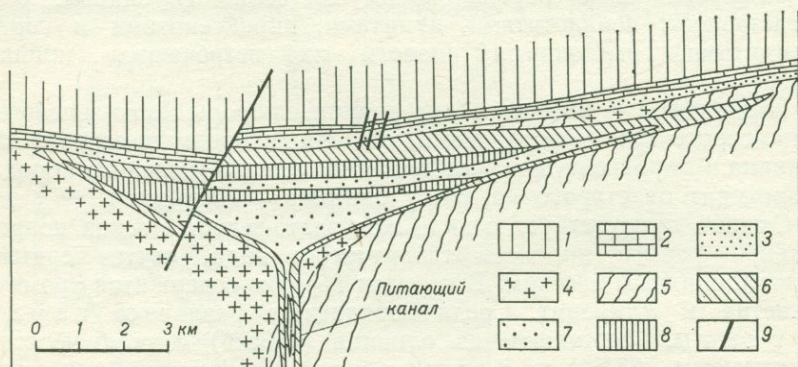


Рис. 195. Схематический разрез через лополитовое тело расслоенной ультраосновной интрузии Маскоккс, Канада (по Т. Н. Ирвину и С. Н. Смиту). 1 — базальты; 2 — доломиты; 3 — кварциты; 4 — граниты; 5 — метаморфические породы; 6 — габбро; 7 — дуниты; 8 — перидотиты; 9 — тектонические нарушения

нию центральной части интрузива и к образованию магматического тела чашеобразной формы — лополита. Примерами таких расслоенных лополитовых интрузивов является Бушвельдский в Южной Африке, Сёдбери и другие в Канаде (рис. 195).

Железо-магнезиальные силикаты ультрабазитов под влиянием газовых и водных растворов легко разлагаются и дают новые минералы. Важнейшим процессом вторичного изменения ультраосновных пород является серпентинизация — превращение оливина в серпентин (змеевик). Серпентинизация происходит на значительной глубине и, строго говоря, должна быть отнесена к метаморфическим и метасоматическим явлениям.

Все поверхностные выходы ультраосновных пород в той или иной степени изменены и часто полностью серпентинизированы. При переходе оливина и пироксенов в серпентин последний не редко сохраняет внешние формы минералов, из которых он образовался. Серпентин, возникший при изменении оливина, имеет петельчатую структуру, а образующий псевдоморфозы по ромбическим пироксенам, — крупнопластинчатую.

Рис. 196. Комплекс ультраосновных и основных пород в районе Нижнего Тагила на Урале.

1 — дуниты; 2 — пироксениты; 3 — габбро; 4 — диориты; 5 — кристаллические сланцы

Горные породы, состоящие из серпентина, называются **серпентинитами**; они представляют собой плотные с неровным изломом породы зеленого цвета различных оттенков, иногда почти чёрные. Массивы серпентинитов, как правило, окружают выходы ультраосновных пород.

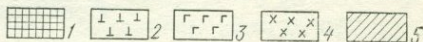
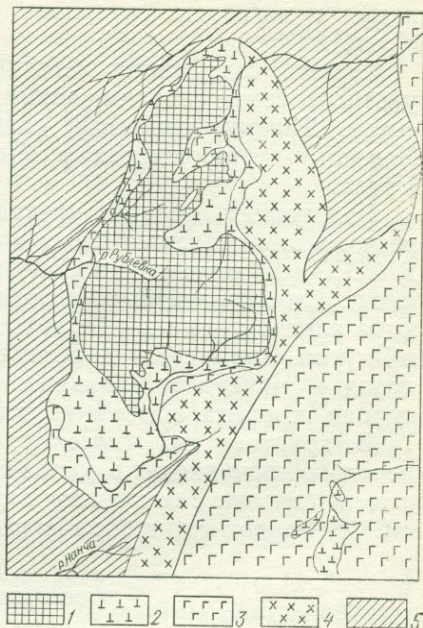
Из других процессов изменения ультрабазитов следует отметить хлоритизацию и уралитизацию.

Ультраосновные породы и продукты их изменения — серпентиниты особенно широко распространены на Урале (рис. 196), в меньшей степени в Восточном Саяне, Туве, на Северном Кавказе, в Закавказье и других местах. Сравнительно с другими магматическими породами они имеют небольшое распространение, но очень важны с практической точки зрения. К ультраосновным породам приурочены все месторождения хрома, в том числе месторождения Актюбинской области, связанные с Кемпирсайским ультраосновным массивом. С ультраосновными породами генетически связаны платина и металлы платиновой группы — иридий, осмий, палладий и родий, обособляющиеся в магме в виде шлировых выделений.

В процессе выветривания ультраосновных пород образуются важные в промышленном отношении силикаты никеля — ревинскит и гарниерит. Силикатные никелевые руды известны в Актюбинской области (см. рис. 144), в Ревдинском и Уфалейском районах Среднего Урала и на Аккермановском месторождении Южного Урала. С перидотитами нередко связаны сульфидные руды никеля и меди.

Продуктами гидротермальной переработки ультраосновных пород являются также очень важные в промышленном отношении месторождения асбеста, талька и магнезита.

Крупные месторождения асбеста на Урале (Баженовское), в Восточном Саяне (Ильчирское), на Северном Кавказе (Лабинское), в Туве, а также за рубежом генетически связаны с ультраосновными породами и залегают в серпентинитах. То же самое можно сказать и о многих месторождениях талькового



камня и магнезита (например, в районе Халилово на Южном Урале).

Помимо содержания металлических и неметаллических руд ультраосновные породы сами используются как огнеупорное сырье. Таковы, например, слабосерпентинизированные дуниты Иовского месторождения в Кытлымском массиве на Северном Урале.

Излившиеся породы ультраосновного состава встречаются редко. К ним относятся пикриты и пикритовые порфириды. В СССР они встречаются в Сибири, в бассейне р. Хатанги (меймечиты). Свообразными породами, родственными пикритам, являются алмазоносные кимберлиты Южно-Африканской Республики и Якутии. Они состоят из обломков ультраосновных и вмещающих пород и минералов: оливина, диопсида, бронзита, флогопита, пироба, хромита, ильменита, хлорита и др.

В крупных геологических структурах все ультраосновные породы обычно входят в состав сложных интрузивных комплексов и тесно связаны с основными породами группы габбро, образуя — габбро-перидотиты, габбро-пироксениты и др.

Основные породы

Основные породы содержат около 45—52% SiO_2 . Цветных (мафических) минералов в среднем около 45—50%, поэтому основные породы темно-зеленого, иногда почти черного цвета. Все основные породы тяжелые, их плотность 2,6—3,27.

Главными породообразующими минералами являются основной плагиоклаз (от лабрадора до анортита) — 50—70%, ромбические и моноклинные пироксены 25—50%, реже присутствуют оливин 0—10%, роговая обманка и биотит. Второстепенные акцессорные минералы (1—6%) представлены кварцем, ортоклазом, хромитом, апатитом, магнетитом, ильменитом, пирротинном и пентландитом.

Средний химический состав основных пород представлен в табл. 9.

При увеличении содержания железа и магния и уменьшении содержания кремнекислоты основные породы дают постепенные переходы к ультраосновным породам. Наоборот, при уменьшении содержания железа и магния и увеличении содержания кремнекислоты они связаны постепенными переходами со средними и щелочными породами.

Глубинные породы основного состава менее распространены по сравнению с излившимися, занимающими иногда площади в сотни тысяч квадратных километров.

Интрузивные основные породы представлены габбро, норитами, анортозитами и лабрадоритами.

Габбро — средне- или крупнозернистая полнокристаллическая порода темно-зеленого, темно-серого или черного цвета. Отличается вязкостью и большой механической прочностью.

Средние химические составы основных магматических пород, массовые, %*

Компоненты	Габбро бе- золиновое (146 анал.)	Габбро оли- виновое (21 анал.)	Анортозит (15 анал.)	Диабаз бе- золиновое (174 анал.)	Диабаз оли- виновое (12 анал.)	Базальт (128 анал.)	Долерит (36 анал.)	Спидит (19 анал.)	Трапы си- бирские (44 анал.)
SiO ₂	49,14	45,43	50,41	49,04	47,50	48,91	48,14	49,05	48,48
TiO ₂	1,03	1,26	0,18	1,46	1,37	1,63	1,32	1,11	1,51
Al ₂ O ₃	16,77	17,32	27,75	15,68	15,25	16,44	15,75	16,93	14,63
Fe ₂ O ₃	3,31	3,27	0,89	4,04	3,69	4,90	3,77	5,51	2,89
FeO	6,26	7,60	1,61	7,70	8,05	6,09	8,75	5,85	10,31
MnO	0,24	0,14	0,06	0,26	0,18	0,21	0,17	0,22	0,22
MgO	6,70	8,37	1,54	5,88	7,85	5,88	6,58	4,98	6,38
CaO	11,19	11,62	12,23	9,28	10,56	8,78	10,36	7,06	9,92
Na ₂ O	2,44	1,91	3,17	2,84	2,18	2,70	2,22	4,33	2,05
K ₂ O	0,85	0,83	0,86	0,92	0,64	1,41	0,70	0,72	0,80
H ₂ O	1,83	1,83	1,13	2,64	2,52	2,61	2,12	3,84	2,60
P ₂ O ₅	0,24	0,42	0,17	0,26	0,21	0,44	0,12	0,40	0,21

* По С. П. Соловьеву «Главнейшие химические особенности основных магматических горных пород СССР». Зап. Всес. мин. об-ва. ч. XCIV, вып. 6, 1965.

Габбро (рис. 197) состоит из плагиоклаза (чаще всего № 50—70) и пироксена, преимущественно авгита (диаллага). Иногда присутствует оливин (оливиновое габбро) и роговая обманка (роговообманковое габбро). Из рудных и аксессуарных минералов встречаются магнетит, титаномagnetит, ильменит, хромит, апатит, шпинель, корунд, гранат.

Плагиоклазы в габбро таблитчатой или неправильной формы, цвет их серый или зеленоватый. Пироксен обычно относится к авгиту, но встречаются и ромбические пироксены.

Габбро, содержащее в виде цветных компонентов энстатит, бронзит или гиперстен, называется норитом. Пироксены характеризуются темно-зеленым цветом и металлоидным блеском; выделения их таблитчатой или неправильной формы.

При выветривании пироксены превращаются в уралитовую роговую обманку и хлорит; по плагиоклазам развиваются тонко-чешуйчатые образования соскюрита.

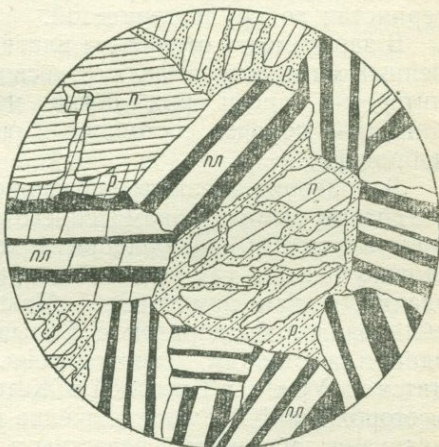


Рис. 197. Габбро под микроскопом. Видно замещение пироксена роговой обманкой.

пл — плагиоклаз, п — пироксен, р — роговая обманка

Формами залегания габброидных пород являются штоки, линзы, интрузивные залежи и дайки. Отдельность пластовая или глыбовая.

Интрузии габбро широко распространены на Северном и Среднем Урале, в районах Нижнего Тагила и Свердловска, в меньшей степени — на Кавказе, в Карелии и в других местах.

С интрузиями габбро генетически связаны так называемые титаномagnetитовые руды, иногда содержащие ванадий. Примером таких месторождений является Кусинское месторождение на Урале. К основным интрузиям также приурочены промышленные сульфидные руды никеля и меди (пирротин, пентландит, халькопирит), известные как в СССР (Норильское и Талнахское месторождения в связи с габбро-диабазам), так и за границей (Сёдбери в Канаде).

Рудные минералы выделяются в виде шпир или отделяются от силикатного расплава в результате ликвации и кристаллизуются после силикатов, образуя донные залежи, жилообразные и трубообразные тела.

Габброидные породы с параллелепипедальной отдельностью находят применение в качестве брусчатки для мостовых.

Анортозиты — основные породы, лишенные мафических минералов и состоящие почти целиком из основного плагиоклаза (№ 50—90). Цвет их серый или темно-серый. Структура среднезернистая до крупнозернистой.

В зависимости от состава плагиоклаза и присутствия второстепенных минералов выделяют несколько разновидностей. Особенно интересны среди них почти мономинеральные **лабрадоры** — породы, состоящие в основном из одного минерала — лабрадора.

Лабрадорит имеет крупнозернистое строение и темно-серый цвет с характерными отливами синего цвета на плоскостях спайности кристаллов (010). Лабрадориты хорошо принимают полировку и высоко ценятся как прочный и красивый материал для облицовки зданий и для памятников. Мавзолей В. И. Ленина в Москве облицован лабрадоритом с Волыни. Им же облицованы многие здания и станции метрополитена. Массивы лабрадоритов находятся на Урале, в Киевской и Житомирской областях. Из крупных месторождений большое значение имеет Турчинское. За границей интрузии лабрадорита известны в Канаде, на п-ве Лабрадор.

С интрузиями анортозитов иногда бывают связаны месторождения титана (ильменит).

Породы типа габбро имеют переходные разности, с одной стороны, к ультраосновным породам (габбро-перидотиты, габбро-пироксениты), а с другой — к средним (габбро-диориты и габбро-сиениты).

К излившимся основным породам относятся слабоизмененные базальты и более сильно измененные диабазы (или базальтовые порфириты).

Базальты — наиболее распространенная из всех излившихся пород. По внешнему виду это темные, темно-серые или черные, плотные или мелкозернистые породы, обладающие большой прочностью. Название произошло от эфиопского слова «базал», что значит «кипяченый», — базальты рождены в жерлах вулканических аппаратов. Минеральный состав базальтов аналогичен габбро. Они состоят из авгита, основного плагиоклаза и вулканического стекла. В меньшем количестве могут присутствовать псевдоромбические пироксены, оливин (оливиновые базальты), магнетит и ильменит.

Присутствие стекла в базальтах необязательно, они могут быть полностью кристаллическими; крупнозернистые базальты называются **долеритами**.

Обычно различают базальты, содержащие оливин, и базальты без оливина (толеитовые базальты). В толеитовых базальтах нередко присутствует кварц. Оливинсодержащие базальты широко распространены на океанических островах (например, в Тихом океане), в то время как толеитовые базальты образуют характерные трапповые формации континентов.

Базальты залегают в виде покровов, потоков и куполов, мощность которых на платформах составляет более километра, а площади распространения — сотни тысяч квадратных километров. Такие базальты называются **платобазальтами**, или **траппами**; некоторым из них свойственна пластовая отдельность. Очень характерна для базальтов столбчатая отдельность — порода разбивается на правильные шестигранные столбы (рис. 198).

Базальты распространены на Украине, в Армении, на Алтае. Траппы широко развиты на Сибирской платформе между Леной и Енисеем (рис. 199). Область распространения сибирских траппов более 150 000 км². С траппами в Восточной Сибири связаны Ангаро-Илимские месторождения магнетита (Коршуновское, Рудногорское и др.). За границей базальты известны на Деканском плоскогорье в Индии, Гренландии, Исландии, Австралии и Тасмании, в Северной Америке, Бразилии, Южной Африке и Эфиопии.

Некоторые современные вулканы Камчатки, Италии, Исландии изливают лаву базальтового состава. Предполагают, что значительная площадь дна Тихого океана сложена базальтами, на что указывают, в частности, базальтовые вулканические острова. Так, Гавайские острова целиком сложены современными базальтами (рис. 200).

Появление базальтовой лавы на поверхности земли связано с плавлением базальтового слоя земной коры или, возможно, более глубоких образований планеты.

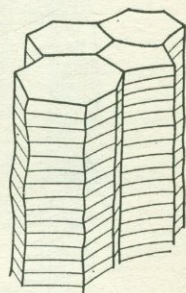


Рис. 198. Столбчатая отдельность в базальтах

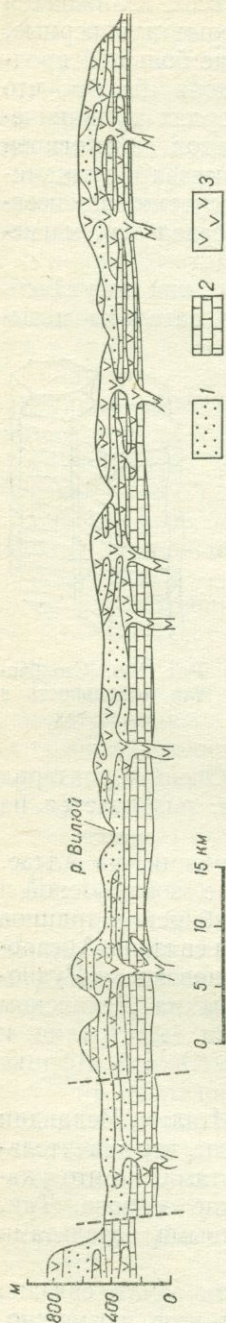


Рис. 199. Схематический геологический разрез района распространения траппов в верховьях р. Вилуй.

1 — вуфы, песчаники, конгломераты, аргиллиты (пермь, триас); 2 — известняки, доломиты, мергели (ордовик, силур); — траппы

Диабазы (или базальтовые порфи- риты) в отличие от базальтов более сильно изменены вторичными процес- сами, в них интенсивно развиты хло- ритизация, уралитизация, соссюрити- зация, альбитизация. Благодаря раз- витию уралита и хлорита они имеют темно-зеленый цвет, поэтому отнесены к зеленокаменной фазе.

Диабазы — обычно тонкозернистые плотные породы порфировой струк- туры. Во вкрапленниках находятся удлиненные кристаллы плагиоклаза или авгит. Часто наблюдается шаро- вая отдельность.

Формы залегания диабазов — дайки, силлы (рис. 201), интрузивные залежи, покровы. Особенно часто встречаются диабазовые дайки разного размера и строения.

Некоторые ученые относят диабазы не к излившейся, а к гипабиссальной фации, на что указывают формы их за- легания и распространенные переход- ные породы к габбро (габбро-диабазы).

Для диабазов, а также для базаль- тов характерна миндалекаменная тек- стура. Миндалины бывают выполнены кальцитом, цеолитами, халцедоном, опалом, хлоритом. Порода в этом слу- чае носит название д и а б а з о в о г о м а н д е л ь ш т е й н а.

Диабазы распространены на Урале, в Карелии, известны на Кавказе, Украине и в ряде мест Сибири.

Среди разновидностей щелочных базальтов и диабазов следует назвать с п и л и т ы. Спилиты, спилитовые ба- зальты, спилитовые диабазы — эффу- зивные породы, богатые натрием (пла- гиоклаз их представлен альбитом или олигоклазом), обычно сильно карбо- натизированные и хлоритизированные. Спилиты и близкие к ним по составу другие эффузивные породы широко распространены в орогенических обла- стях и, в частности, характерны для мезозоя Средиземноморья, Гималаев,

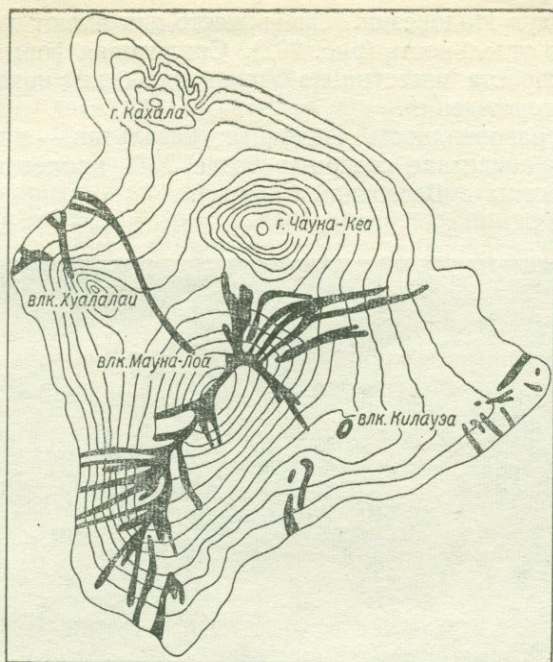


Рис. 200. Потоки базальтовой лавы на о-ве Гавайи
(по Г. Макдональду)

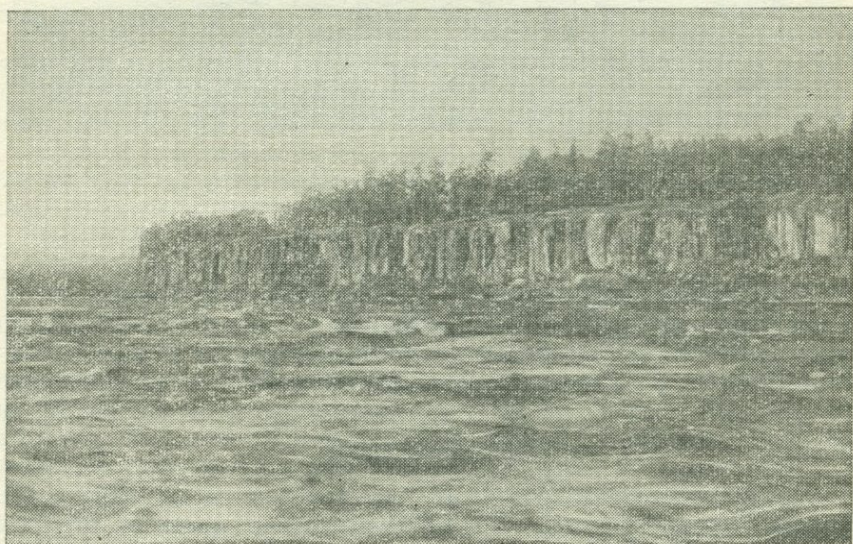


Рис. 201. Падунский трапповый силл на р. Ангаре. В настоящее время на этих магматических породах стоит Братская ГЭС. Фото Г. А. Меняйловой

островных дуг Индонезии. Очень часто они имеют характерную подушечную отдельность (рис. 202). Спилитовая формация палеозойского возраста известна на Урале, где с ней связаны колчеданные месторождения.

Другая разновидность щелочных базальтов — трахибазальты; последние содержат более 10% калиевого полевого шпата (известны в Восточной Сибири).

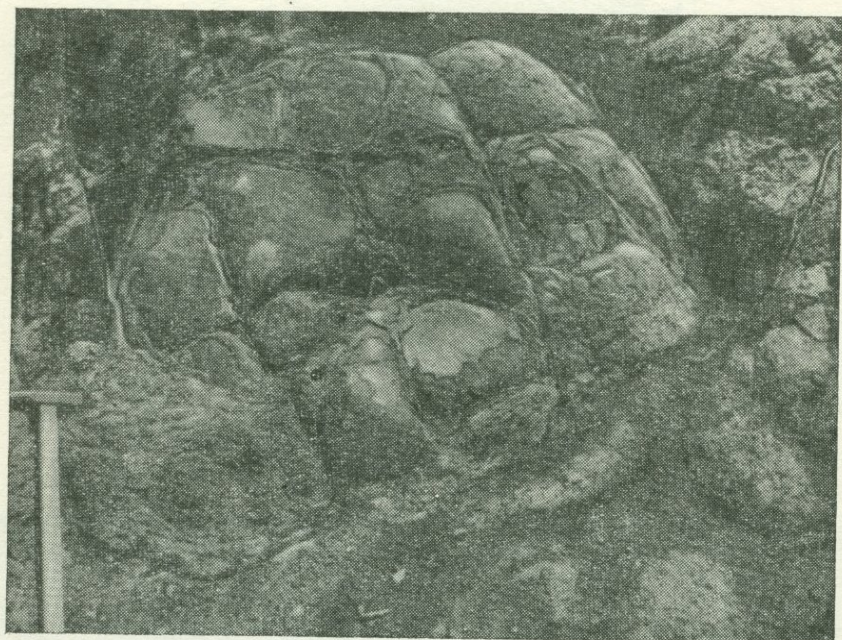


Рис. 202. Подушечная отдельность в спилитах средней юры. Село Трудолюбовка, Крым (фото И. Б. Миненкова)

Базальты и диабазы используются как строительный материал (щебень), брусчатка для мощения улиц и в камнелитейной промышленности. Базальты Полесья используются для производства тепло- и звукоизоляционных материалов — минеральной ваты.

Средние породы

Средние породы содержат по сравнению с основными больше кремнекислоты (52—65%) и меньше цветных минералов (около 25%). Плотность их около 2,7—2,9. Они подразделяются на породы с плагиоклазами и калиевыми полевыми шпатами.

Главными породообразующими минералами этих пород являются средний плагиоклаз и роговая обманка, реже присутствуют биотит, пироксен и кварц. В этой группе также преобладают излившиеся породы над глубинными. Глубинные породы представлены диоритами и кварцевыми диоритами, излившиеся — андезитами и порфиритами (андезитовыми порфиритами).

Диориты — серые, темно-серые или зеленовато-серые зернистые интрузивные породы. В состав диоритов входят плагиоклаз (андезин, олигоклаз) и роговая обманка, реже пироксен и биотит. На долю плагиоклаза приходится около 70%, он обычно таблитчатой формы серо-белого, серого или зеленоватого цвета. Роговая обманка образует удлинённые, иногда призматические кристаллы темно-зеленого или черного цвета; количество ее может достигать 20%, биотита до 10%.

Кварц, как правило, отсутствует, но встречаются разновидности, содержащие его, — кварцевые диориты (5—15% кварца). Иногда встречается калиевый полевой шпат. Акцессорные минералы — апатит, титанит, магнетит. Вторичное минералообразование заключается в развитии хлорита, эпидота, серицита, соссюрита и гидроокислов железа.

Диориты залегают в виде небольших массивов, штоков, жил; нередко слагают периферические части более крупных кислых интрузивных тел. В последнем случае возможно образование диоритов в результате ассимиляции магмой крупных ксенолитов вмещающих пород.

Диориты занимают промежуточное положение между основными и кислыми интрузивными породами и связаны с ними взаимными переходами (габбро-диориты, гранодиориты и др.). По сравнению с гранитами диориты более меланократовые породы.

Диориты встречаются на Урале, Алтае, в Закавказье и других местах. С ними иногда связаны месторождения меди и полиметаллов, но значение их в процессах рудообразования очень невелико.

Употребляются диориты в качестве облицовочного материала, а также как щебень и бутовый камень.

Андезиты — очень распространенная эффузивная порода темно-серого, серого или черного цвета. Строение андезитов порфировое. В порфировых выделениях присутствует плагиоклаз, обычно свежий, белый (в отличие от порфиритов), хорошо заметный на общем сером фоне породы. Цветные минералы представлены авгитом, реже роговой обманкой и биотитом. Основная масса чаще всего полукристаллическая. Порода на ощупь шероховатая.

Формы залегания андезитов разнообразны, они образуют покровы, потоки, интрузивные залежи, купола, дайки. Особенно широко распространены андезиты в областях молодой вулканической деятельности. Многие современные вулканы извергают андезитовую лаву.

Андезитами и близкими к ним породами сложены значительные участки в горных сооружениях, окаймляющих Тихий океан. Вулканические породы, расположенные в центральной части Тихого океана, представлены базальтами, а в периферической — андезитами (рис. 203). Такое положение андезитов наводит на мысль о том, что они образовались в результате ассимиляции базальтами огромных участков земной коры континентов.

Широко распространены андезиты также в Гималаях и на Балканах.

В СССР андезиты распространены на Камчатке, в Приморье, Восточной Сибири, на Алтае, Урале, в Карпатах и на Кавказе, где ими сложены потухшие вулканы Казбек и Эльбрус.

Порфириты (или андезитовые порфириты) аналогичны по составу, строению и формам залегания андезитам, но представляют собой сильно измененные породы. Цвет порфиритов темно-серый или темно-зеленый. Порфировые вкрапленники плагиоклаза в отличие от вкрапленников андезита кажутся мутными, грязно-серыми.

Цветные минералы и плагиоклаз при изменении переходят в хлорит, эпидот, альбит, серицит, цоизит и другие минералы.



Рис. 203. Андезитовая линия, огибающая Тихий океан. Вулканические породы внутри этой линии сложены базальтами, вне ее — андезитами (по Х. Хессу)

Порфириты известны в Казахстане, Средней Азии, на Кавказе, Урале, Алтае, в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке.

Андезиты и порфириты обычно сопровождаются вулканическими туфами, которые нередко чередуются с ними, образуя мощные толщи.

В результате метаморфических преобразований андезиты, порфириты и их туфы приобретают зеленоватую окраску и становятся трудно распознаваемыми — это так называемые зеленокаменные породы. Такие породы широко распространены на Урале и в Казахстане.

Андезиты и порфириты употребляются как кислотоупорный материал и в строительном деле.

Слабо и сильно измененными аналогами кварцевых диоритов являются соответственно дациты и кварцевые порфириты (или дацитовые порфириты). С андезитами и порфиритами они связаны постепенными переходами. Дациты отличаются присутствием кварца, который иногда можно видеть невооруженным глазом.

Для некоторых средних пород характерно существенное содержание калиевого полевого шпата (ортоклаза или микроклина для интрузивных пород и санидина и ортоклаза для эффузивных). Интрузивные фации таких пород имеют непрерывный переход как к породам типа габбро, так и к гранитам. Такие комплексы калиевых пород нередко наблюдаются в дифференцированных массивах, например в Тагильском массиве и на Урале. Примером средней породы с калиевым полевым шпатом являются сиениты. Они образуют ряд переходов через авгитовые сиениты к породам, называемым монцонитами, содержащим, помимо калиевого полевого шпата, резко идиоморфный по отношению к нему плагиоклаз ряда лабрадора. Уменьшение количества калиевого полевого шпата и увеличение содержания плагиоклаза и пироксена приводит к породам габбрового ряда — ортоклазовому габбро. С другой стороны, сиениты с появлением в них кварца переходят в кварцевые сиениты, образующие незаметные переходы к гранитам.

Появление в породах нефелина приводит к формированию собственно щелочных пород типа нефелинового сиенита и др. Для эффузивных аналогов наблюдаются такие же закономерности.

Сиениты — глубинные средние породы. Названы по Сиене (Асуан) в Египте. Окраска их светлая, обусловленная цветом полевых шпатов. Главные породообразующие минералы — калиевый полевой шпат (микроклин, ортоклаз) — 50—70%, кислый плагиоклаз (№ 10—30) — 10—30%, роговая обманка (нормальные роговообманковые сиениты) — до 15%, реже присутствует биотит (до 10%) и пироксен; кварц отсутствует или встречается в очень незначительном количестве. Из второстепенных минералов (~2%) могут присутствовать титанит, циркон, магнетит, апатит, ортит.

По химическому составу сиениты, как и граниты, разделяются на нормальные (кали-натровые) и щелочные (натровые) с альбитом и щелочным амфиболом.

Структура сиенитов зернистая, главным образом среднезернистая; отдельность пластовая, параллелепipedальная.

Залегают сиениты в виде штоков, даек, образуют иногда самостоятельные массивы и нередко слагают краевые части крупных гранитных интрузий.

Сиениты по сравнению с гранитами имеют незначительное распространение. Они известны на Урале, где в контактах с известняками с ними связаны магнетитовые месторождения (горы Благодать и Высокая), на Украине, в Казахстане, Средней Азии, в ряде мест Восточной Сибири. Кроме магнетитового оруденения, с сиенитами бывают связаны медные, вольфрамовые и золоторудные месторождения. В Швеции к сиенитам приурочены крупные месторождения магнетита (Кируна и Гелливера). Как горная порода сиениты находят применение в строительном деле, в качестве бутового камня и щебня.

Трахиты представляют собой свежие излившиеся аналогии сиенитов. Они шероховаты на ощупь, откуда и получили свое название («трахит» по-гречески — шероховатый). Окраска трахитов белая, желтоватая, сероватая, буроватая. Структура порфировая. На фоне основной стекловатой массы, плотной или мелкопористой выделяются небольшие вкрапленники полевого шпата. Цветных минералов немного (биотит, роговая обманка).

Ортофиры (бескварцевые порфиры, ортоклазовые порфиры или просто порфиры) отличаются от трахитов степенью измененности. Минеральный и химический состав их одинаковый. Порфировые вкрапленники представлены ортоклазом, который всегда выглядит мутным, тусклым, вследствие каолинизации и серицитизации. Порода имеет более темную по сравнению с трахитами окраску: красновато-бурую или буро-зеленую.

Трахиты и ортофиры залегают в виде покровов, потоков, иногда даек и имеют в некоторых районах Казахстана значительное распространение.

Излияния щелочных лав сопровождаются выбросом большого количества кластического материала (пепел, лапилли, бомбы). Особенно распространены пепловые туфы, обладающие иногда тонкой слоистостью.

В СССР трахиты известны на Северном Кавказе и в Армении, ортофиры особенно широко распространены по восточному склону Урала, в Казахстане, на Алтае, встречаются в ряде мест Сибири и в Крыму.

Трахиты и ортофиры применяются в качестве строительного и кислотоупорного материала.

Кислые породы

Кислые породы характеризуются высоким содержанием кремнекислоты (выше 65%), незначительным содержанием цветных компонентов (3—12%) и общей светлой окраской. Плотность их около 2,7.

Главными породообразующими минералами кислых пород являются кварц (25—35%), калиевый полевой шпат (35—40%), кислый плагиоклаз (15—25%), биотит (5—15%), реже мусковит (0—3%) и роговая обманка. Из аксессуарных минералов типичны апатит, циркон, турмалин. Вторичные изменения выражаются в развитии серицита, каолина, хлорита.

Глубинные породы кислой магмы чрезвычайно широко распространены и встречаются гораздо чаще излившихся. К ним относятся граниты и близкие по составу, структуре и геологическому положению переходные породы к кварцевым диоритам, которые, согласно Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, объединяются под общим названием гранитоидов.

Граниты (от латинского «гранум» — зерно) — интрузивные полнокристаллические светлые породы. Макроскопически в граните можно различить кварц, полевой шпат и слюду (обычно

биотит, значительно реже мусковит), иногда присутствует роговая обманка.

Кварц ксеноморфен, встречается в виде серых, белых или дымчатых зерен со стекляннм блеском. Полевые шпаты таблитчатой или неправильной формы; цвет их белый, серый, розовый до мяско-красного. От цвета полевого шпата зависит и общая окраска гранитов. Полевые шпаты представлены микроклином, ортоклазом и кислым плагиоклазом (обычно олигоклазом). Биотит образует мелкие пластинчатые кристаллы черного цвета. Наиболее распространенными являются граниты с биотитом — биотитовые граниты, реже встречаются биотит-мусковитовые (или двуслюдяные) и мусковитовые граниты. Наряду с биотитом в гранитах иногда присутствует зеленая роговая обманка (биотит-роговообманковые граниты). Без биотита роговая обманка встречается редко. Из акцессорных минералов встречаются титанит, циркон, апатит, рутил, ортит. Иногда присутствуют редкие мелкие зерна рудных минералов — магнетита и пирита. Случайными минералами, особенно в краевых частях массивов, могут быть гранат и турмалин.

На рис. 204 показан гранит под микроскопом. Средние химические составы гранитов СССР приведены в табл. 10.

По химическому составу различают нормальные и щелочные граниты. Последние богаты Na_2O , так как содержат щелочные полевые шпаты, щелочные амфиболы и пироксены; встречаются они гораздо реже нормальных.

Если количество цветных минералов невелико (до 3%), граниты называются лейкократовыми. Сюда относятся граниты, почти совсем лишенные цветных минералов и состоящие из щелочного полевого шпата и кварца — аляскиты.

В некоторых районах, например на Урале, встречаются гранитоидные породы, по внешнему виду не отличающиеся от гранитов. Особенностью их состава является почти полное отсутствие калиевого полевого шпата. Такие породы получили у нас название *плагιοгранитов*, а за рубежом — *трондjemитов*. Их эффузивные аналоги представлены мелкозернистыми породами, иногда порфировой структуры, в значительной степени состоящими из альбита (первичного или вторичного). Таким породам дано название *альбитофиров*, или *кварцевых альби-*

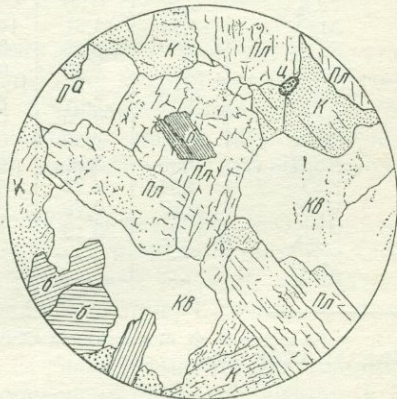


Рис. 204. Биотитовый гранит под микроскопом.

б — биотит, К — калиевый полевой шпат, Пл — плагиоклаз, Кв — кварц, ц — циркон, а — апатит

Средние химические составы гранитов, массовые, %*

Компоненты	Граниты палеозойские, Забайкалье (34 анал.)	Граниты мезозойские, Забайкалье (59 анал.)	Граниты девонские, Казахстан (19 анал.)	Граниты герцинские, Казахстан (27 анал.)	Граниты, Урал (36 анал.)	Граниты, Средняя Азия (42 анал.)	Граниты, Приморье (43 анал.)
SiO ₂	72,63	70,84	72,88	72,61	73,81	73,77	73,22
TiO ₂	0,22	0,30	0,27	0,21	0,19	0,18	0,18
Al ₂ O ₃	14,74	14,61	14,17	14,03	13,76	13,84	13,78
Fe ₂ O ₃	0,92	1,10	0,90	1,09	1,05	0,94	0,99
FeO	0,77	1,40	0,80	0,97	1,16	0,75	1,13
MnO	0,03	0,05	0,04	0,08	0,28	0,03	0,04
MgO	0,51	0,78	0,77	0,49	0,45	0,49	0,52
CaO	1,31	1,60	0,87	1,19	1,22	1,17	1,31
Na ₂ O	3,95	3,71	4,01	4,01	3,53	3,36	3,16
K ₂ O	4,34	4,72	4,52	4,78	4,02	4,74	4,63
H ₂ O	0,57	0,79	0,77	0,66	0,28	0,69	0,74
P ₂ O ₅	0,01	0,10	0,01	0,02	0,11	0,04	0,12
F, Cl	—	—	—	—	0,27	—	0,11
BaO	—	—	—	—	0,12	—	0,07

* Из книги В. Ф. Морковкиной «Химические анализы изверженных горных пород». Изд. АН СССР, 1964.

тофи ров; иногда их называют также кератофирами и кварцевыми кератофирами. С этими породами нередко связано оруденение колчеданного типа.

По мере увеличения основности плагиоклазов и их количества граниты переходят в адамеллиты и гранодиориты. Гранодиориты занимают промежуточное положение между нормальными гранитами и кварцевыми диоритами и являются широко распространенными породами. При преобладании калиевого полевого шпата над кислым плагиоклазом и при небольшом количестве кварца и цветных минералов порода называется граносиенитом, она является переходной между гранитом и сиенитом.

Структура гранитов полнокристаллическая, зернистая (гипидиоморфнозернистая), часто характеризующаяся идиоморфизмом цветных минералов по отношению к полевым шпатам и последних — к кварцу. По крупности зерен различают крупно-, средне- и мелкозернистые граниты. Если на фоне основной массы видны более крупные выделения минералов, имеющих тот же состав, что в основной массе, структура называется порфировидной. Порфировидные, крупнозернистые биотитово-роговообманковые граниты с крупными выделениями («овоидами») калиевого полевого шпата называются рапакви. Они сравнительно легко разрушаются при выветривании, откуда и происходит их название («рапакиви» по-фински — «гнилой камень»). Они широко используются как облицовочный камень.

Гранитные породы в складчатых областях образуют огромные батолиты, занимающие иногда десятки тысяч квадратных километров; также обычны штоки и дайки различных размеров.

Краевые части гранитных массивов нередко являются более основными по составу (гранодиориты, диориты) за счет ассимиляции пород кровли. В приконтактовых зонах часто можно видеть шлировые выделения более меланократовых пород. Для гранитов характерна параллелепипедальная, пластовая и матрацевидная форма отдельности. Важнейшими вторичными процессами, связанными с выветриванием гранитов, являются каолинизация и серицитизация.

Многие ученые полагают, что часть древних гранитов образовалась не путем внедрения и кристаллизации кислой магмы, а путем гранитизации. Под гранитизацией понимается метасоматическое преобразование осадочно-метаморфических пород под влиянием магматогенных растворов и ионной диффузии в глубоких зонах земной коры.

Гранитные породы широко распространены во всех горных областях; возраст их от докембрийского до кайнозойского. В СССР граниты распространены во многих районах Сибири, на Алтае, в Казахстане, Средней Азии, на Урале, Украине, Кавказе, в Карелии и на Кольском полуострове.

С гранитной магмой генетически связаны пегматитовый, пневматолитовый и гидротермальный процессы минералообразования и рудообразования, а также метасоматические явления, в результате которых формируются разнообразные полезные ископаемые.

Граниты как горные породы применяются в строительном деле в качестве облицовочного материала, щебня и бута. Месторождения гранита широко разрабатываются на Украине, в Карелии, на Северном Кавказе, Урале, в Новосибирской области, Красноярском крае и других областях СССР. Наибольшей известностью пользуются граниты Украины и Карелии.

На Украине граниты разрабатываются в Житомирской (Лезниковское, Крошнянское, Соколовогорское), Винницкой (Жежелевское), Киевской и других областях; ими облицованы многие здания Москвы, Киева и других городов. Граниты Карелии разрабатываются главным образом по восточному побережью Онежского озера и используются на стройках Ленинграда.

Липариты являются неизменными излившимися аналогами гранитов. Они имеют тот же минеральный состав, что и граниты, но калиевый полевой шпат обычно представлен более высокотемпературной разновидностью — санидином. В отличие от зернистой структуры гранитов липариты имеют порфировую структуру. В порфировых вкрапленниках находятся кварц или полевой шпат.

Липариты нередко имеют флюидальную текстуру — характерное расположение минералов, отображающее течение магмы; отсюда синоним липарита — **р и о л и т** (от латинского слова «рео» — теку).

Цвет липаритов зависит от цвета основной массы, обычно он светло-серый, красноватый или желтоватый.

Кварцевые порфиры отличаются от липаритов степенью измененности. Структура их также порфировая, окраска более темная, обычно бурая, красно-бурая, серо-зеленая.

Липариты и кварцевые порфиры распространены гораздо меньше, чем граниты. Формами их залегания являются лавовые потоки, купола, пластовые залежи, лакколлиты (рис. 205).

Липариты встречаются в складчатых областях и характерны для сравнительно молодых вулканических зон. Они распростра-

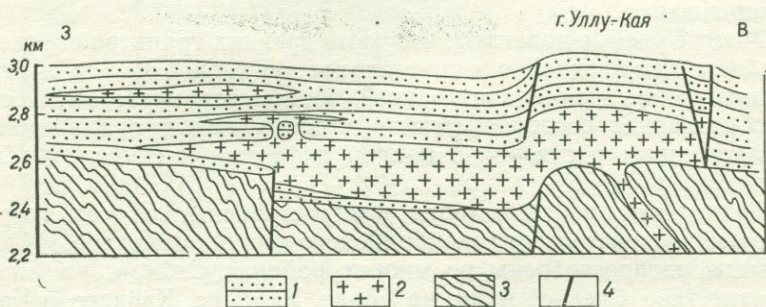


Рис. 205. Лакколлитовая залежь, представленная липаритом. Бассейн р. Кыртык, Северный Кавказ (по Е. Е. Милановскому, 1957 г.)

1 — песчано-глинистые породы (J_1); 2 — интрузивные липариты (N_3^3); 3 — гнейсы и сланцы (PR—PZ₁); 4 — тектонические нарушения

нены на Камчатке, Дальнем Востоке, в Крыму, Армении; обогащенные щелочами разновидности липаритов встречаются на Северном Кавказе (горы Бештау, Развалка, Железная и др. — у Пятигорска). Кварцевые порфиры широко развиты в Казахстане, на Алтае и в Забайкалье.

Липариты и кварцевые порфиры применяются в строительном деле.

Излияние кислой магмы часто сопровождается рыхлыми продуктами извержений того же состава. К ним относится пирокластический материал в виде вулканического пепла, бомб, лапиллей, который при цементации и уплотнении образует вулканические туфы.

Стекловатые породы, соответствующие по составу липаритам, называются вулканическими стеклами. Наиболее типичен для них обсидиан (рис. 206), имеющий характерный стеклянный блеск и раковистый излом, цвет его преимущественно черный. Обсидиан часто сопровождается пемзой — стекловатой, тонкопористой, пузыристой породой, которая не тонет в воде. Мелкопористые вулканические стекла называются перлитом, в Армении они служат сырьем для производства хрусталя.

Вулканические туфы и пемза применяются как полировальный и абразивный материал. Обсидиан иногда употребляется как

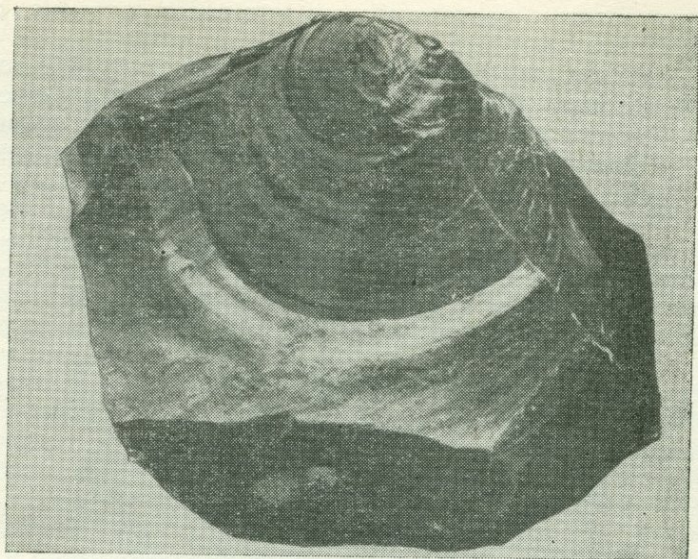


Рис. 206. Обсидиан. Армения

поделочный камень. Спекшиеся туфы из окрестностей горы Артик (Армения) известны как прекрасный строительный материал. Эти породы часто называют игнимбритами, они образовались из раскаленных продуктов выбросов вулканов.

Щелочные породы

Щелочные породы характеризуются повышенным содержанием калия и натрия по отношению к алюминию. В их составе не хватает кремния для образования алюмосиликатного типа полевых шпатов, поэтому для щелочных пород характерно содержание нефелина, а для эффузивных разновидностей (сравнительно редко) — лейцита.

При резкой недостатке кремния породы должны были бы быть отнесены к ультраосновным, так как содержание кремнезема в них доходит до 35%, чаще же близко к 40—50%. Но по своему минеральному составу породы резко отличаются от обычных ультраосновных пород — перидотитов и дунитов. В этом сказывается недостаток классификации пород только по одному признаку — содержанию количества кремнезема.

Щелочные породы обычно светлоокрашенные и имеют небольшую плотность: 2,7—2,8. Распространенность щелочных пород невелика, примерно 0,4% от всех магматических пород. Практическое же значение их очень велико, так как с ними связаны место-

рождения апатита, редкоземельных минералов, циркона, стронциевых и титановых руд.

Нефелиновые сиениты — крупнозернистые глубинные породы, представляющие собой крайне щелочные разновидности сиенитов. От сиенитов они отличаются более низким содержанием кремнекислоты, полным отсутствием кварца, присутствием нефелина и

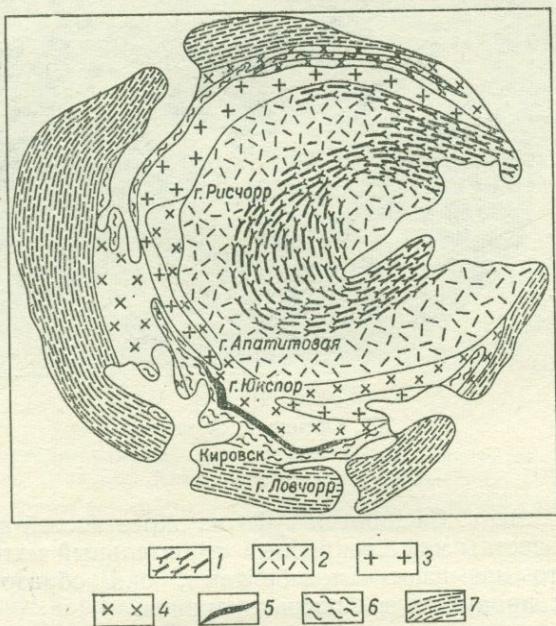


Рис. 207. Комплекс щелочных пород Хибинского массива. Кольский полуостров (по Е. Н. Володину).

1 — фойиты; 2 — массивные фойиты; 3 — среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты; 4 — рисчорриты; 5 — апатит-нефелиновые залежи; 6 — ийолит-уртиты; 7 — трахитоидные хибиниты

большим содержанием щелочных амфиболов и пироксенов. Главными минералами являются калиевые полевые шпаты (55—65%), нефелин (15—30%), эгирин (10—20%), щелочные амфиболы, иногда биотит. Для нефелиновых сиенитов характерно присутствие апатита и различных цирконо- и титаносиликатов (эвдиалит, титанит и др.), которые иногда становятся порообразующими минералами (2—4%).

Нефелиновые сиениты характеризуются непостоянством химического и минерального состава, вследствие чего различают несколько разновидностей (фойиты — роговообманковые или пироксеновые нефелиновые сиениты, миаскиты — слюдяные нефелиновые сиениты, хибиниты — крупнозернистые нефелиновые сиениты

пегматоидной структуры и т. д.). Генетически все они тесно связаны со щелочными сиенитами.

Нефелиновые сиениты образуют небольшие массивы, иногда слоистые интрузии. Крупнейшей щелочной провинцией мира являются Хибинские горы на Кольском полуострове, отличающиеся разнообразием пород (рис. 207). С нефелиновыми сиенитами здесь связаны месторождения апатита и нефелина. Нефелиновые сиениты известны также в районе г. Миасса (Урал), в Приазовье (Украина), в Туркестанском и Алтайском хребтах в Средней Азии, в Восточном Саяне и на Дальнем Востоке. Большое практическое значение имеют также производные нефелиновых сиенитов — щелочные пегматиты, содержащие многие редкие и редкоземельные металлы.

Кроме нефелиновых сиенитов щелочные породы могут быть представлены разностями, не содержащими полевых шпатов и состоящими только из нефелина и эгирина. По соотношению этих компонентов породы называются у р т и т а м и (до 15% эгирина), и й о л и т а м и (от 15 до 55% эгирина) и м е л ь т е й г и т а м и (до 85% эгирина). Почти чисто эгириновые породы называются я к у п и р а н г и т а м и. Все эти породы развиты в Хибинских и в Ловозерских тундрах.

Эффузивные аналоги щелочных пород называются ф о н о л и т а м и и щ е л о ч н ы м и б а з а л ь т а м и. Иногда (Италия, Везувий) они почти целиком состоят из лейцита (лейцититы), что позволяет их использовать как сырье для получения солей калия, окиси алюминия и тонкого коллоидного кремнезема — силикогеля. В некоторых странах (Чехословакия) фonoлиты используются как хорошее сырье для стекольной и камнелитейной промышленности.

Жильные породы

Различные по составу интрузии часто сопровождаются жильными породами. Особенно распространены жильные породы кислой магмы. Жильными они названы потому, что встречаются преимущественно в виде жил и даек, выполняющих трещины как в интрузивных породах, так и в породах кровли. Образуются они после кристаллизации интрузий из последних (остаточных) порций силикатного расплава. Это видно из того, что жильные породы пересекают интрузивные массивы, с которыми генетически связаны. Рудные гидротермальные жилы образуются после жильных пород.

Химический и минеральный состав жильных и интрузивных пород нередко сходен; жильные породы обычно являются гипабиссальной фацией интрузивных пород.

Жильные породы порфировой структуры в основной массе мелкозернистые и в зависимости от состава называются г р а н и т - п о р ф и р а м и, с и е н и т - п о р ф и р а м и, г а б б р о - п о р ф и р и т а м и. По простиранию дайки жильных

пород прослеживаются иногда на десятки километров. Так, в Южных Мугоджарах известны дайки гранит-порфиров, прослеживающиеся более чем на 20 км по простирацию и имеющие мощность несколько десятков метров.

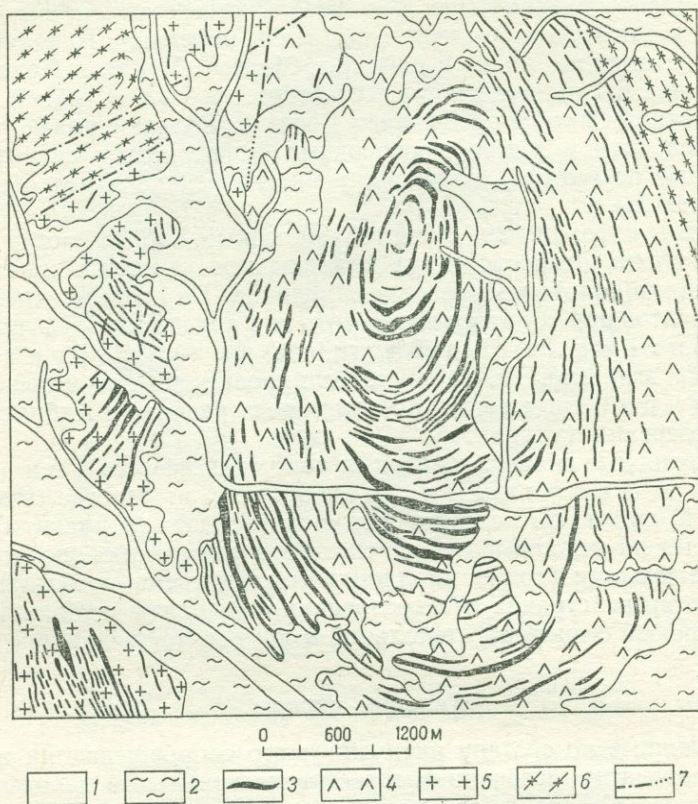


Рис. 208. Кольцевые дайки аляскитов среди габбро-диоритов Тастысайской интрузии. Западный Казахстан (по В. М. Бирюкову).

1 — четвертичные отложения; 2 — палеогеновые и неогеновые отложения; 3 — дайки аляскитов; 4 — габбро-диориты; 5 — гранодиориты; 6 — биотитовые и амфиболовые плагиогнейсы; 7 — тектонические нарушения

Застывание и уменьшение объема магматических тел, находящихся на глубине, приводит к проседанию блоков пород и образованию кольцевых трещин. Внедрение по ним магматического материала ведет к образованию кольцевых даек, имеющих в плане форму колец (рис. 208). Падение их обычно крутое или вертикальное.

Лейкократовые мелкозернистые породы, в которых преобладают светлые минералы, носят название а п л и т о в. В зависимости от

связи с соответствующими интрузиями выделяют гранит-аплиты (или просто аплиты), сиенит-аплиты, диорит-аплиты и габбро-аплиты. Аплиты состоят из кварца, калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза, иногда содержат немного мусковита. Окраска их белая, розовая до мясо-красной. Дайки аплитов обычно четко выражены в рельефе (рис. 209).

Светлые крупнозернистые жильные породы называются пегматитами. При их образовании большую роль играют также

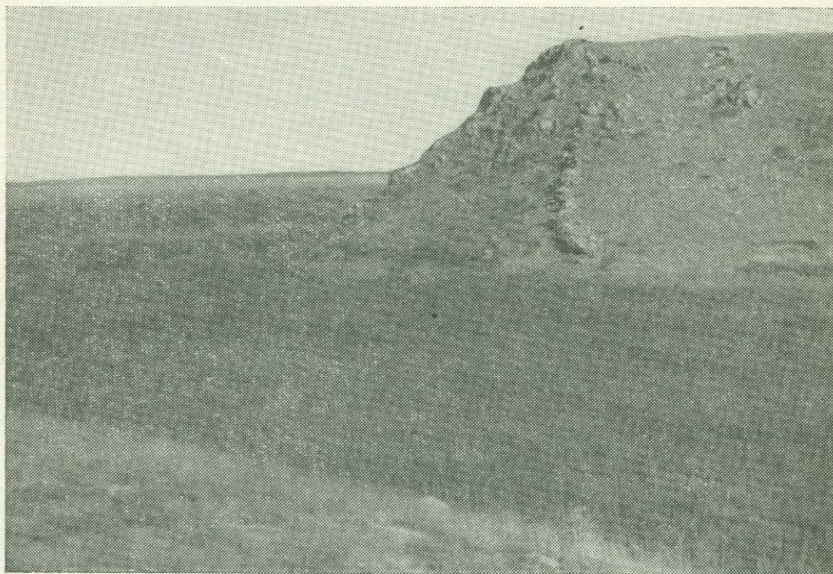


Рис. 209. Четко выраженная в рельефе дайка аплита. Мугоджары

метасоматические процессы. Наиболее распространены гранитные пегматиты и меньше — щелочные пегматиты. Характеристика пегматитов была дана в разделе «Минералогия» (с. 94).

Пегматиты часто имеют зональное строение, причем разные минералы приурочены к разным зонам.

Знание строения пегматитовых тел важно, так как позволяет предполагать нахождение тех или иных практически ценных минералов — берилла, сподумена, танталита и др. На рис. 210 показано зональное строение одной из пегматитовых жил на Украине, к центральной части которой приурочены крупные кристаллы топаза, берилла и дымчатого кварца.

Меланократовые жильные породы, состоящие в основном из темноцветных минералов (роговой обманки, биотита, пироксенов), называются лампрофитами. Это мелкозернистые плотные

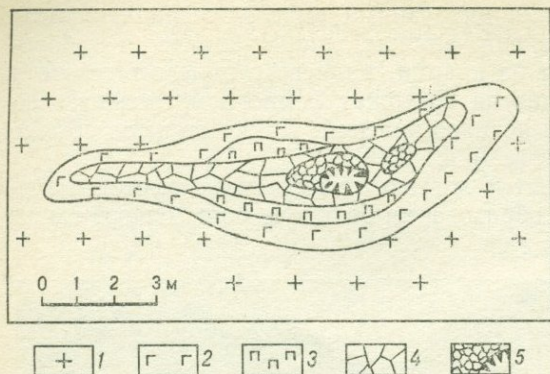


Рис. 210. Пегматитовая жила в граните.

1 — гранит; 2 — пегматит графической структуры («письменный гранит»); 3 — пегматит пегматоидной структуры (блоковый агрегат кварца и калиевого полевого шпата); 4 — мономинеральная полевошпатовая зона; 5 — кварцевое ядро с занорышем (жеодой), в котором находятся кристаллы дымчатого кварца, топаза и берилла

породы темно-зеленого или черного цвета. Среди них выделяют несколько разновидностей в зависимости от состава. С лампрофитами нередко бывает связано оруденение.

Несиликатные магматические породы

Несиликатные магматические породы крайне редки и целесообразность выделения некоторых из них условная. К ним относятся прежде всего скопления сульфидов магматического происхождения (халькопирит, пирротин, пентландит, пирит), которые можно рассматривать как горные породы — с у л ь ф и д о л и т ы. По существу это сульфидные руды магматического происхождения. Скопления магнетита и апатита также можно считать несиликатными магматическими образованиями — ф е р р о л и т а м и и а п а т и т о л и т а м и. Есть группа карбонатных пород — к а р б о н а т и т о в, которая по многим признакам имеет магматическую природу. Карбонатиты состоят из кальцита, доломита или сидерита, содержат пироксид, монацит и другие минералы редких металлов и редких земель. В карбонатитах встречается и некоторое количество силикатов — полевые шпаты, щелочные пироксены и амфиболы, а также барит, флюорит. Карбонатиты тесно связаны с щелочными породами и обычно составляют центральную часть концентрически зональных щелочных комплексов, приуроченных к платформенным областям. Возможно, карбонатитовую магму следует рассматривать как результат дифференциации щелочной магмы, однако имеются доводы и в пользу постмагматического, гидротермально-метасоматического происхождения карбонатитов.

Промышленный интерес к карбонатитам объясняется наличием в них минералов, содержащих редкие земли, ниобий, тантал, цирконий и некоторые другие элементы. В СССР карбонатиты известны на Кольском полуострове, в Восточном Саяне, в Туве, на Алдане; за границей — в Норвегии, Южно-Африканской Республике, в Кении, США и Бразилии.

Петрографические провинции

Приведенное выше описание магматических пород показывает их большое разнообразие по составу и условиям залегания. Распространение различных типов магматических пород на поверхности земли далеко не равномерно. Как показывают подсчеты, из интрузивных пород преимущественно распространены граниты и гранодиориты, из излившихся — базальты и андезиты. Теоретически преимущественное развитие гранитов и базальтов обусловлено тем, что в состав этих пород входят наиболее легкоплавкие соединения химических элементов. На долю отмеченных пород приходится более 93% всех магматических пород. Наиболее характерными формами залегания магматических пород являются батолиты для гранитов и гранодиоритов, потоки и покровы — для базальтов, андезитов и липаритов.

Магматические породы одной горной области имеют ряд характерных минералогических и химических признаков, отличающих их от аналогичных пород другой области. Такие области распространения магматических пород, имеющих характерные минералогические и химические признаки и образовавшихся в определенное геологическое время, называются петрографическими провинциями. В СССР известно несколько характерных петрографических провинций с определенным комплексом минералов и полезных ископаемых.

Некоторые из них в качестве примеров приводятся ниже.

1. Кольский полуостров представляет собой типичную щелочную провинцию с разнообразными щелочными породами. Из полезных ископаемых с ними связаны апатит, нефелин, магнетит и др.

2. Щелочная (натровая) провинция находится на Урале в районе Вишневых и Ильменских гор. С нею связаны месторождения щелочных пегматитов, содержащих многие редкие элементы.

3. На Северном Урале находится крупная габбро-перидотитовая провинция с месторождениями хрома.

4. Характерны петрографические провинции Украины. Габбро-лабрадоритовая провинция находится на Волини и в Киевской области. К породам этой провинции приурочены месторождения ильменита и лабрадорита, а с пегматитами связаны топаз и горный хрусталь. В районе г. Жданова (в Приазовье) развита щелочная провинция.

5. Крупной петрографической провинцией является область излияний сибирских траппов. С этой провинцией связаны месторождения железа (Коршуновское, Рудногорское), алмазов и других полезных ископаемых.

6. Своеобразная провинция находится на Северном Кавказе и в Закавказье, где известны лавы, характеризующиеся постоянным присутствием ромбических пироксенов (Эльбрус, Казбек, Алагез, район с. Севан).

7. Крупной щелочноземельной провинцией являются вулканы Камчатки и Курильских островов.

Изучение петрографических провинций важно потому, что с определенными ассоциациями магматических пород бывают связаны определенные полезные ископаемые. Знание специфики химического и минерального составов магматических пород помогает правильно направить поисковые работы.

Генетическая связь месторождений полезных ископаемых с интрузиями

Горные породы как полезные ископаемые были охарактеризованы выше при их описании. Здесь мы кратко остановимся на генетической связи металлических и неметаллических месторождений с различными магматическими породами. Одни месторождения связаны преимущественно с кислыми породами, другие — с основными, третьи — со щелочными. Такая приуроченность определяется геохимическими особенностями элементов.

С ультраосновными породами генетически связаны рудные месторождения хрома, платины и платиноидов, железа, никеля. Промышленные месторождения этих металлов обычно располагаются среди ультраосновных пород (перидотитов, пироксенитов) или образуются при их выветривании (россыпи). С корой выветривания ультраосновных пород связаны силикатные руды никеля и магнезит. Важные неметаллические полезные ископаемые — асбест, магнезит, тальк — образуются при переработке гидротермальными растворами богатых магнием ультраосновных пород. С ультраосновными породами связаны алмазы юга Африки, Якутии и Индии.

К основным горным породам (типа габбро) приурочены титаномагнетитовые руды, нередко с ванадием, ильменитовые и медно-никелевые руды. С базальтами связаны магнетитовые руды, медные и полиметаллические месторождения.

Со средними породами (диоритами) бывают связаны золотые, халькопиритовые и магнетитовые месторождения.

Если для основных и ультраосновных интрузий характерна локализация рудных месторождений среди самих магматических пород или в непосредственной близости от них, то для кислых интрузий характерно удаление рудных компонентов из магматического очага иногда на значительное расстояние. Это объясняется тем, что в ультраосновных породах обособление рудных минералов происходит в процессе дифференциации и кристаллизации магмы, тогда как в кислых интрузиях, как полагают некоторые ученые, рудные компоненты преимущественно скапливаются в остаточных расплавах и выносятся затем из материнского очага. Так образуются пегматитовые и гидротермальные (кварцевые) жилы.

С пегматитами кислой магмы, т. е. с гранитными пегматитами, связаны месторождения мусковита, минералов бериллия, лития,

цезия, тантала и ниобия, драгоценных камней и керамического сырья.

С послемагматической деятельностью кислых интрузий (с гранитоидами) связаны пневматолитовые и гидротермальные месторождения Sn, W, Mo, As, Au, Cu, Pb, Zn, Bi, Ag, Sb, Hg, барита, флюорита и др.

Пневматолитовому и гидротермальному процессам обязаны и различные метасоматические образования, в том числе грейзены и скарны, характеризующиеся специфическим парагенезисом и очень важными в промышленном отношении рудами W, Mo, Sn, Fe, Cu и др.

Со щелочными горными породами генетически связаны месторождения апатита, нефелина, корунда, различных силикатов циркония и нередко магнетитовых руд. Пегматиты щелочных интрузий богаты редкими и редкоземельными элементами, откуда они могут добываться (циркон, монацит, пирохлор, эвдиалит и др.).

Указанная выше связь металлических и неметаллических месторождений с определенными по составу интрузиями может служить основанием для проведения поисковых работ на те или иные полезные ископаемые. Так, например, поисковые работы на хром нужно проводить только в пределах площади распространения ультраосновных пород; в других породах хромиты не встречаются. Поиски коренных оловянных руд необходимо проводить только среди кислых пород, обращая внимание на гидротермальные жилы и грейзены. Слюда-мусковит нужно искать только в гранитных пегматитах среди древних метаморфических толщ. Знание всех этих закономерностей помогает геологу в его практической работе по выявлению новых месторождений полезных ископаемых.

Контрольные вопросы

1. Что такое магма?
2. Как различаются магматические породы по глубине образования?
3. Какие минералы называются идиоморфными и какие ксеноморфными?
4. Объясните дифференциацию магмы.
5. Что такое ликвация?
6. Объясните процесс ассимиляции.
7. Какие формы залегания называют батолитом, штоком, лакколитом?
8. Что такое дайка, апофиза, нект?
9. Какие формы залегания характерны для эффузивных пород?
10. Что такое отдельность? Приведите примеры.
11. Дайте определение понятий структура и текстура.
12. Какие структуры характерны для интрузивных и какие для эффузивных пород?
13. Какая структура называется порфировой?
14. Приведите пример текстуры магматических пород.
15. Какие минералы магматических пород называются первичными, вторичными, акцессорными?
16. Какие минералы относят к сиалическим и какие к фемическим?
17. Какие породы называются лейкократовыми и какие меланократовыми?
18. Какие известны фазы магматических пород?
19. По каким признакам классифицируются магматические породы?

20. Как магматические породы классифицируются по содержанию кремнекислоты?
21. Какие магматические породы относят к ультраосновным?
22. Охарактеризуйте дунит и перидотит.
23. В чем заключается процесс серпентинизации?
24. Какие полезные ископаемые связаны с ультраосновными породами?
25. Дайте характеристику габбро. В чем отличие габбро от базальтов?
26. Какую породу называют лабрадоритом? Его применение.
27. Что такое траппы? Их распространенность.
28. Какую форму отдельности имеют базальты?
29. Что такое диабазы? Какова их форма залегания?
30. Какой минеральный состав имеет диорит?
31. Охарактеризуйте эффузивные аналоги диорита.
32. Что такое гранитонд?
33. Какие минералы входят в состав гранита?
34. Какова структура и отдельность гранитов?
35. Какие Вы знаете разновидности гранитов?
36. Какие акцессорные минералы встречаются в гранитах?
37. Что такое рапакиви?
38. Какие породы называются гранодиоритом, аляскитом?
39. Какие формы залегания характерны для гранитов?
40. Что происходит при выветривании гранитных пород?
41. Какие существуют взгляды на происхождение гранитов?
42. Назовите эффузивные породы кислой и щелочной магмы.
43. Какие породы называются пирокластическими?
44. Что такое обсидиан, пемза?
45. Какие магматические породы относятся к щелочным?
46. Чем отличается сиенит от гранита?
47. Каков минеральный состав сиенита?
48. Какие сиениты называются нефелиновыми? Где они распространены и какие полезные ископаемые с ними связаны?
49. Какие породы являются эффузивными аналогами сиенитов?
50. Какие магматические породы содержат оливин, какие кварц, какие нефелин?
51. Каково практическое использование магматических пород?
52. Какие магматические породы называются жильными? Назовите их.
53. Какой цвет и минеральный состав имеют аплиты и лампрофиры?
54. Что такое петрографическая провинция? Приведите примеры.
55. Какие полезные ископаемые генетически связаны с ультраосновными и основными интрузиями?
56. Рудные месторождения каких металлов генетически связаны с кислыми интрузиями?
57. С какими интрузиями связаны месторождения хрома, олова, никеля, меди, платины, вольфрама, апатитов, алмазов?

ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Осадочные горные породы образуются в результате разрушения и последующего отложения разнообразных продуктов выветривания магматических и метаморфических (а также и осадочных) пород. Образование осадочных пород связано с экзогенными процессами, протекающими на поверхности земли и в гидросфере. На рис. 211 показана схема экзогенных процессов и образования осадочных пород, а также связь последних с метаморфическими и магматическими породами.

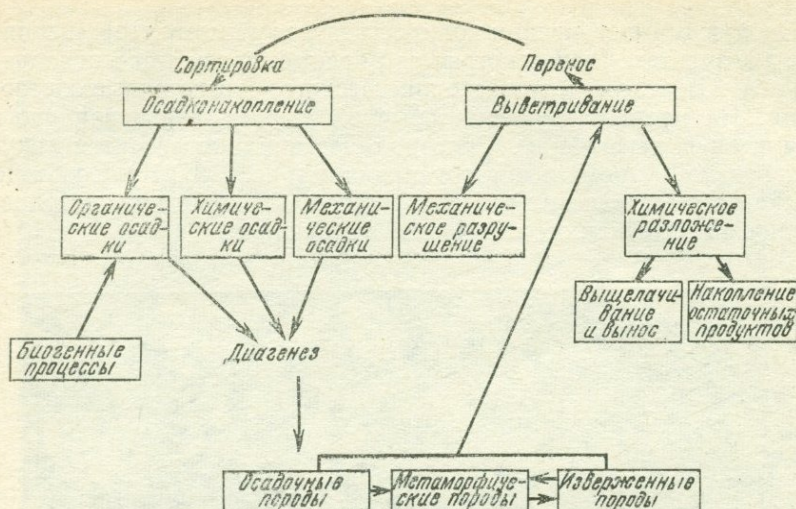


Рис. 211. Схема экзогенных процессов

Происхождение осадочных пород и их классификация

Как уже отмечалось, в поверхностной зоне литосферы под влиянием колебаний температуры, воздействий воды, ветра, газов, деятельности организмов и других факторов протекает мощный процесс разрушения горных пород. Этот процесс, представляющий собой совокупность действия физического разрушения и химического разложения горных пород, носит название **выветривания**.

Все горные породы, магматические, осадочные и метаморфические, на которые действуют агенты выветривания, в той или иной степени разрушаются (рис. 212). Различают физическое (или механическое) и химическое выветривание. Первое заключается в механическом раздроблении горных пород, их дезинтеграции, второе — в химическом разложении минералов (растворении, окислении, карбонатизации, гидратации) и образовании новых продуктов, устойчивых в зоне выветривания. Процессы физического и химического выветривания взаимосвязаны, протекают одновременно, но в зависимости от физико-географических условий может преобладать либо физическое, либо химическое выветривание горных пород.

Процессы выветривания происходят не только на суше, но и в гидросфере — на дне океанов и морей. Здесь вследствие солёности морской воды, ее температуры, давления и газового режима также идет разложение минералов и горных пород. Совокупность всех этих сложных процессов разложения и изменения носит название **подводного выветривания**, или **гальмиролиза**.

Продукты выветривания могут оставаться на месте разрушения. Так, в результате физического выветривания образуются элювиальные отложения, а в результате химического — остаточные образования. На месте разрушения обычно остается небольшая часть продуктов выветривания. Основная масса их переносится текучими водами, ветром, льдом, организмами (рис. 213, 214). Особенно велика в этом отношении транспортирующая роль водных потоков, переносящих огромное количество материала.

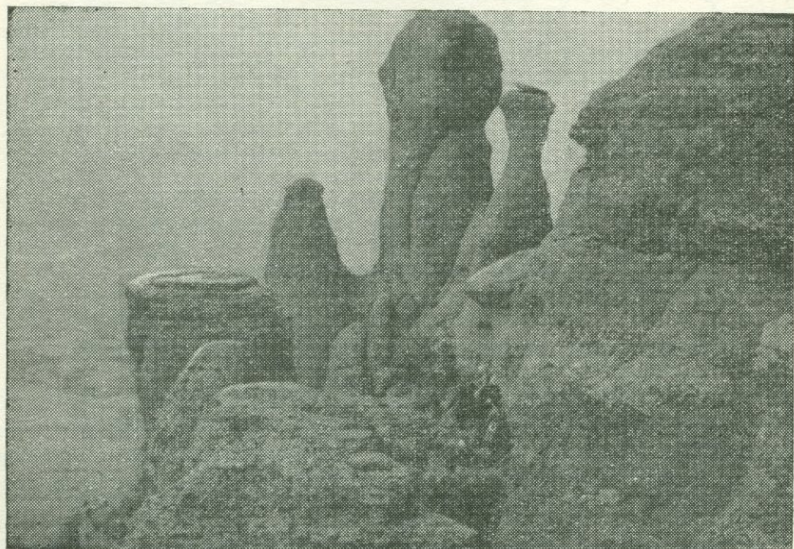


Рис. 212. Формы выветривания известняков. Крым

Продукты выветривания переносятся водными потоками либо в виде твердых частиц, либо в растворенном состоянии. В связи с этим и отложение материала также может происходить в виде твердых частиц (механические осадки) и в результате выпадения из раствора (химические и биохимические осадки).

Механические частицы и растворенные вещества в процессе осадкообразования выпадают в определенной последовательности — происходит осадочная дифференциация продуктов выветривания. Различают механическую и химическую осадочную дифференциацию.

Механическая дифференциация — разделение и последовательное выпадение частиц разрушенных пород в процессе осадкообразования по величине частиц, форме и плотности.

Химическая дифференциация — последовательное выпадение веществ, находящихся в растворенном состоянии. Эта последовательность зависит от степени растворимости веществ и физико-



Рис. 213. Работа текущих вод. Восточная Сибирь

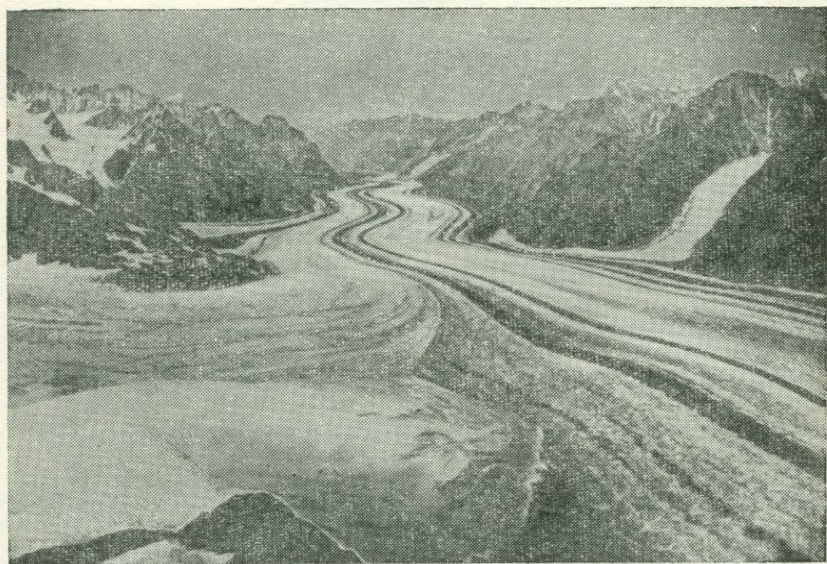


Рис. 214. Перенос материала ледником. Хорошо видны боковая и срединная морены. Ледник Федченко, Памир

химических условий растворов (концентрации, температуры, давления, кислотности или щелочности среды и др.). Схема химической дифференциации была предложена Л. В. Пустоваловым.

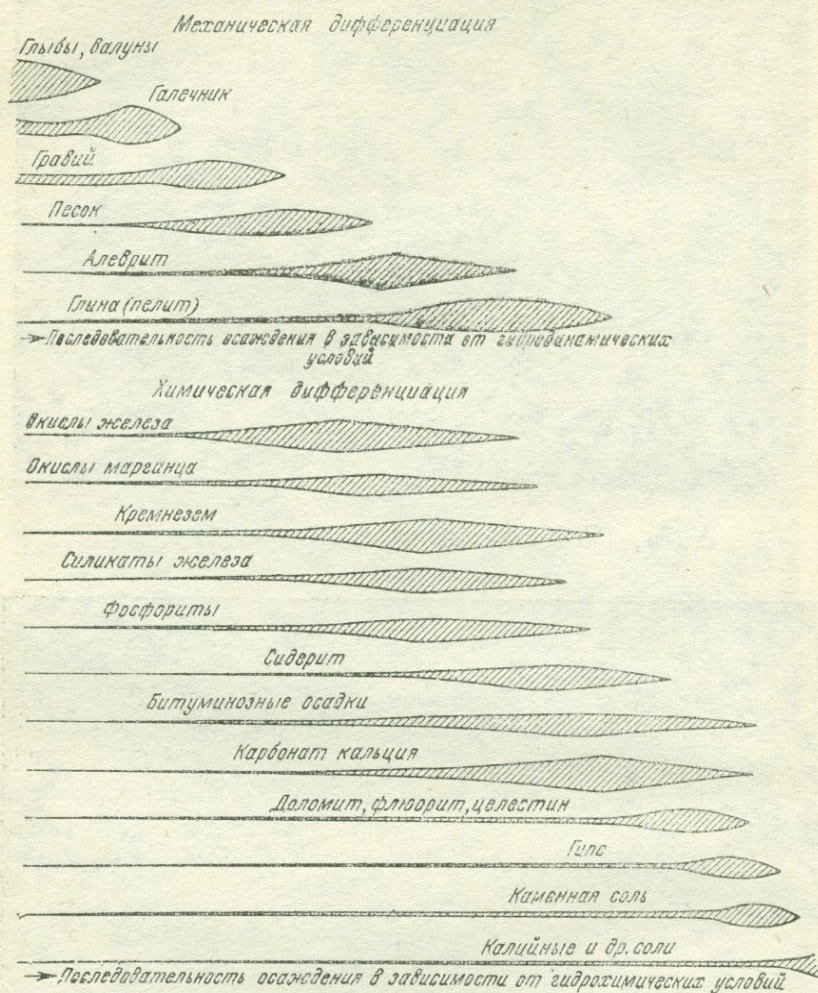


Рис. 215. Схемы осадочной дифференциации (по Л. В. Пустовалову)

Механическая и химическая дифференциация тесно сочетаются друг с другом (рис. 215). Обычно механическая дифференциация начинается несколько раньше химической, а затем они идут одновременно.

Образовавшиеся осадки могут быть механическими, химическими, биохимическими и органогенными. Но осадки еще не являются горными породами. Они проходят стадию уплотнения и

цементации — д и а г е н е з а, что обусловлено изменением физико-химического равновесия между осадком и окружающей средой и между различными частями самого осадка. Диагенез выражается в перекристаллизации осадка, образовании конкреций и устойчивых минеральных модификаций, дегидратации (или гидратации) и цементации осадка. Осадки, прошедшие стадию диагенеза, превращаются в осадочные горные породы.

Классифицировать осадочные породы можно по минералогическому и генетическому признакам.

По генетическим признакам, т. е. по условиям образования, все осадочные горные породы можно разделить на три группы.

1. Обломочные (механические или кластические) породы.
2. Химические (хемогенные) породы.
3. Органогенные породы.

Обломочные породы образуются из механических осадков; таковы гравий, песок, глины и др.

Химические породы образуются из химических осадков истинных или коллоидных растворов. Выпадение осадка из растворов зависит главным образом от концентрации растворенных солей и температуры раствора. К химическим породам относятся галит, калийные соли, некоторые известняки, доломит, бокситы, кремнистые породы.

Органогенные породы образуются благодаря жизнедеятельности организмов, причем различают породы фитогенные (образовавшиеся из растений) и зоогенные (образовавшиеся из животных); примером органогенных пород могут служить мел, известняк, диатомит и каустобиолиты (уголь, нефть).

Химические осадки часто выпадают при прямом или косвенном участии организмов; многие органогенные осадки связаны с химизмом среды и зависят от него. Таким образом, обширная группа осадков, а следовательно, и пород связана одновременно с химическими и биогенными процессами. Такие породы называются биохимическими.

По месту образования осадочные породы разделяют на три группы: морские (прибрежные, мелководные, глубоководные), лагунные и континентальные (пресноводные, ледниковые, пустынные, эоловые и др.).

Состав и строение осадочных пород

Химический состав осадочных горных пород более разнообразен, чем исходных магматических и метаморфических пород (табл. 11). Это объясняется весьма тонким разделением продуктов разрушения этих пород и переходом в раствор их составных частей.

Минеральный состав осадочных пород характеризуется присутствием тех минералов, которые являются устойчивыми в зоне осадконакопления или образуются при экзогенных процессах. Среди них в первую очередь нужно отметить кварц, халцедон,

Средний химический состав осадочных горных пород, %*

Компоненты	Глини- стые сланцы	Песча- ники	Извест- няки	Доломи- ты	Осадоч- ные по- роды по Лису и Миду (сланцы 82%, из- вестняки 6%, пес- чаники 12%)	Средняя осадочная порода, по Пол- деваарту **
SiO ₂	58,10	78,33	5,19	3,24	57,95	44,5
TiO ₂	0,65	0,25	0,06	—	0,57	0,6
Al ₂ O ₃	15,40	4,77	0,81	0,17	13,39	10,9
Fe ₂ O ₃	4,02	1,07	0,54	0,17	3,47	4,0
FeO	2,45	0,30	—	0,06	2,08	0,9
MgO	2,44	1,16	7,89	20,84	2,65	2,6
CaO	3,11	5,50	42,57	29,58	5,89	19,7
Na ₂ O	1,30	0,45	0,05	—	1,13	1,1
K ₂ O	3,24	1,31	0,33	—	2,86	1,9
H ₂ O	5,00	1,63	0,77	0,30	3,23	—
P ₂ O ₅	0,17	0,08	0,04	—	0,13	0,1
CO ₂	2,63	5,03	41,54	45,54	5,38	13,4
SO ₃	0,64	0,07	0,05	—	0,54	—
BaO	0,05	0,05	—	—	—	—
C	0,80	—	—	—	0,66	—
Сумма	100,00	100,00	99,84	99,90	99,93	100,00

* Pettijohn F. J. Sedimentary Rocks. N. Y., 1958.

** Poldevaart A. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 62, 132, 1955.

опал, минералы группы каолинита (каолинит, монтмориллонит и др.), глауконит, силикаты железа, гидроокислы железа, марганца, алюминия. Характерны карбонаты — кальцит, доломит, сидерит, арагонит, а также галоидные соединения и сульфаты — галит, сильвин, карналлит, гипс, ангидрит, барит, целестин, мирабилит и др.

Кроме минерального вещества, осадочные породы часто содержат скелетные остатки организмов в виде окаменелостей.

Осадочные породы, если их положение не нарушено последующими геологическими процессами, залегают горизонтальными пластами, в которых нередко можно наблюдать слоистость (рис.216). Слоистость выражается в чередовании пород, отличающихся друг от друга по крупности зерна, окраске и другим признакам. Она обусловлена сменой материала во время осадкообразования.

Слоистость является важнейшей макротекстурой осадочных горных пород. Нередко она ведет к образованию пластовой отдельности, выражающейся в раскалывании породы на отдельные плитки.

Из других форм отдельности в осадочных породах иногда встречается шаровая, образующаяся вследствие раскола по кривым плоскостям. Шаровая отдельность характерна, например, для некоторых песчаников (рис. 217).

Текстуры поверхностного слоя осадочных пород весьма своеобразны. Они интересны в том смысле, что позволяют установить условия происхождения данной породы. К текстурам поверхностного слоя пород относятся знаки ряби, прибоя, струи, отпечатки

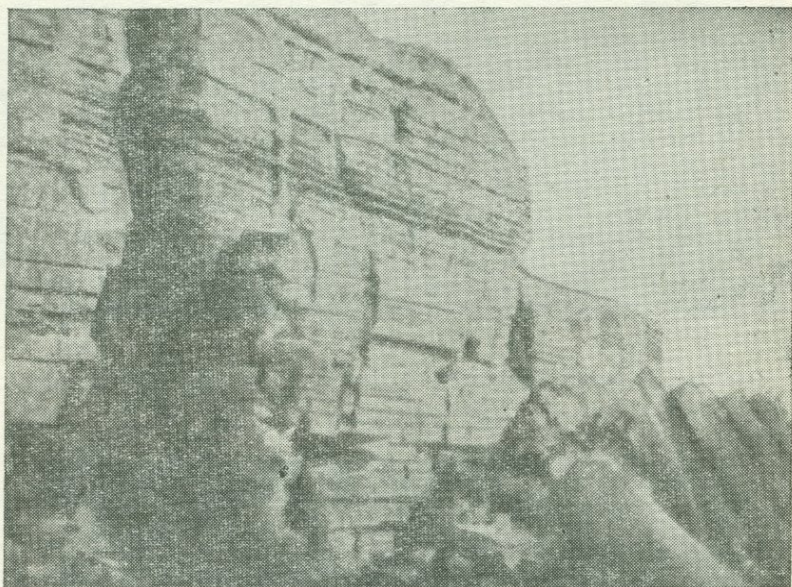


Рис. 216. Слоистость в осадочных породах. Казахстан

капель дождя, трещины высыхания и т. д. Знаки ряби, например, представляют собой следы движения водных струй на поверхности незатвердевшего осадка (рис. 218). Для образования указанных текстур необходимы благоприятные условия и, главное, быстрое накопление осадка.

Структуры пород обломочного происхождения характеризуются величиной обломков или зерен, слагающих породу. Среди них выделяют грубообломочную, песчаную, иловатую, глинистую и смешанную структуры (см. табл. 12).

Структуры пород химического происхождения по величине зерен разделяются на крупнокристаллические ($>1,0$ мм), среднекристаллические ($1-0,1$ мм), мелкокристаллические ($0,1-0,01$ мм), пелитоморфные ($<0,01$ мм).

Органогенные породы, если они сложены из хорошо сохранившихся организмов, имеют биоморфную структуру, а если пред-

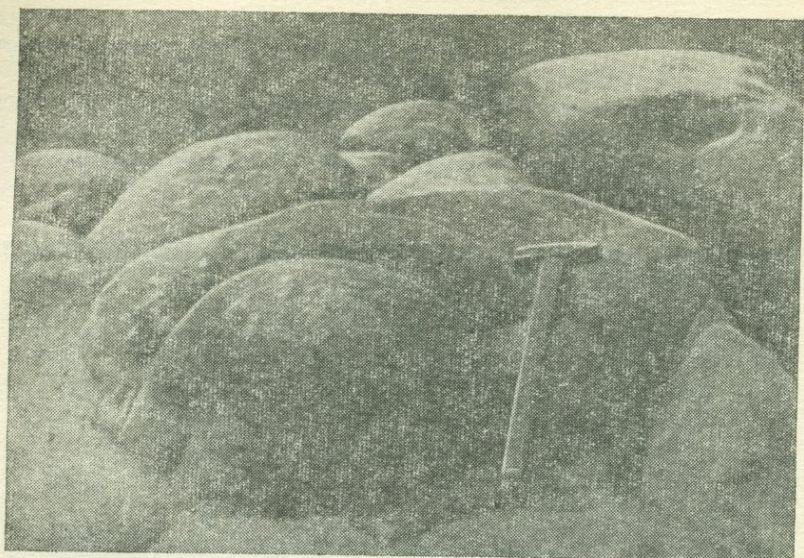


Рис. 217. Шаровая отдельность в меловых песчаниках. Подмосковье

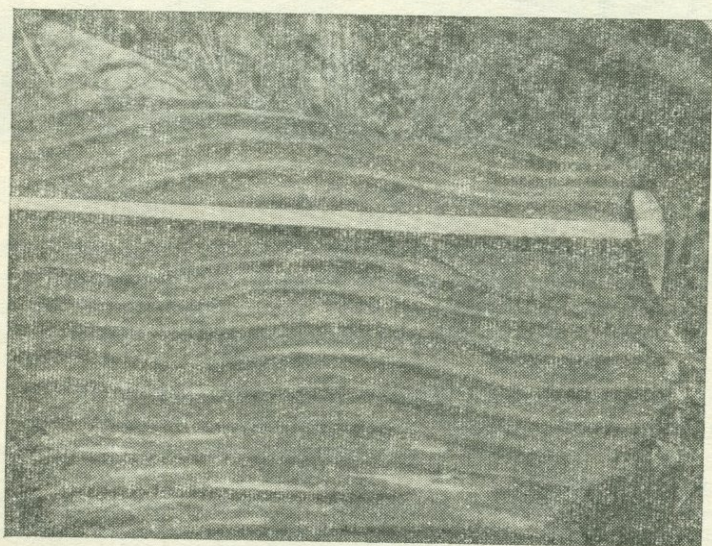


Рис. 218. Знаки ряби течения в алевролите средней юры. Тувинская АССР

ставлены обломками скелетов организмов, то структура называется детритусовой.

Наряду с формой и взаимным расположением зерен в структуре осадочных пород значительную роль играет цемент и его взаимоотношения с зернами породы. На рис. 219 приведены типы цемен-

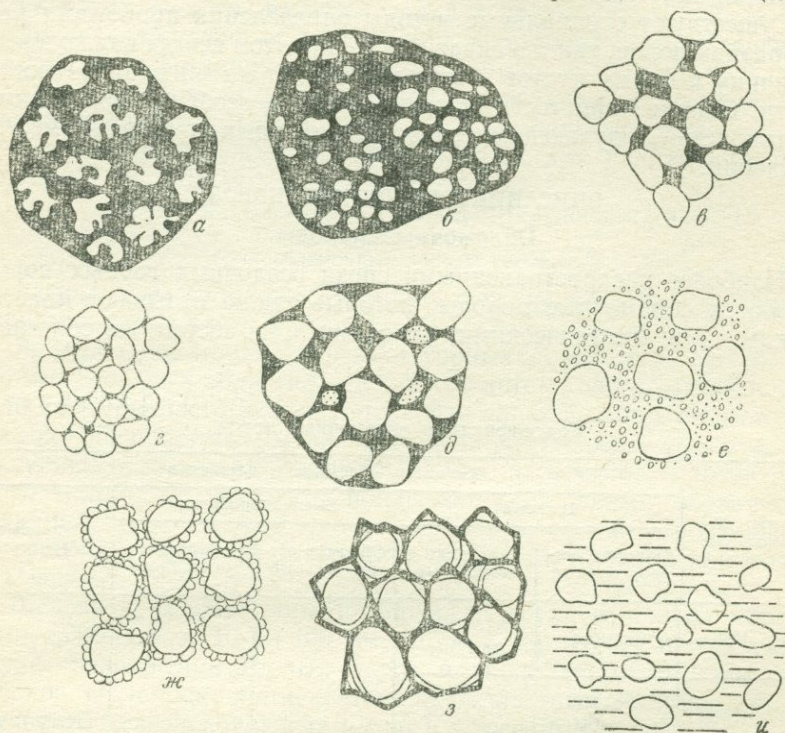


Рис. 219. Типы цементации (по М. С. Швецову).

а — цемент базальный и разведения (коррозионный); *б* — цемент базальный и сгустковый (неравномерный); *в* — цемент пор; *г* — цемент соприкосновения (контактовый); *д* — цемент пор и выполения; *е* — цемент беспорядочно зернистый, кристаллический; *жс* — цемент обрастания (крустификационный); *з* — цемент нарастания (регенерации); *и* — цемент прорастания

тации, по М. С. Швецову. По составу цемент может быть известковый, глинистый, кварцевый, мергелистый, глауконитовый, битуминозный, железистый и др.

Большое значение при изучении осадочных пород имеет определение пористости, поскольку в порах и трещинах могут находиться нефть и газ. Пористость — суммарный объем всех пустот, пор и трещин в породе. Она выражается в виде коэффициента пористости K_n , который представляет отношение (в %) объема всех пустот и пор в породе ($\sum_n^V$) ко всему объему породы (V):

$$K_n = \frac{\sum_n^V}{V} \cdot 100 \%$$

Поры и пустоты в породе могут быть образованы одновременно с самой породой (первичные) или возникнуть после (вторичные). Какая-то часть пор и пустот сообщается друг с другом так, что газы и жидкости могут перемещаться в породе. Это так называемая открытая пористость, которая всегда меньше полной.

Существуют специальные методы определения пористости как в образцах пород, так и в скважинах. При этом всегда важно знать величину и форму пустот и пор, что влияет на миграцию газов и нефти. Знание пористости осадочных пород особенно необходимо специалистам, изучающим геологию нефтяных и газовых месторождений.

ОПИСАНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Обломочные породы

Наиболее распространенными среди осадочных горных пород являются обломочные породы, которые также называют кластическими, или механическими, породами. Они состоят из обломков

Т а б л и ц а 12

Классификация обломочных пород

Размер обломков, мм	Характер обломков и сложение				
	Рыхлые		Сцементированные		Основные структуры
	Обломки остроугольные	Обломки окатанные	Обломки остроугольные	Обломки окатанные	
Более 1000	Глыбы	Крупные валуны	Брекчия	Конгломерат	Псефитовые (грубообломочные)
100—1000	Мелкие глыбы	Валуны			
10—100	Щебень	Галечник			
2—10	Дресва	Гравия			
0,1—2	Песок		Песчаник		Псаммитовые (песчаные)
0,01—0,1	Алеврит		Алевролит		Алевритовые (иловатые)
Менее 0,01	Пелит (глина)		Аргиллит		Пелитовые (глинистые)

П р и м е ч а н и е. Размер частиц для песка принят от 0,1 до 1 мм, для гравия (дресвы) — от 1 до 10 мм.

пород или минералов и представляют собой рыхлые или сцементированные механические осадки. Классификация обломочных пород основана на величине обломков. Выделяют следующие виды обломочных пород:

1) крупнообломочные породы, или псефиты¹ (размер обломков более 2 мм): валуны, галька, гравий и др.;

2) среднеобломочные породы, или псаммиты¹ (размер зерен от 0,1 до 2 мм): различные пески и песчаники;

3) мелкообломочные породы, или алевролиты и алевролиты¹ (размер зерен от 0,01 до 0,1 мм): лёсс, лёссовидные суглинки;

4) тонкодисперсные глинистые породы, или пелиты¹ (размер частиц менее 0,01 мм): различные глины.

Классификация обломочных пород приведена в табл. 12.

Крупнообломочные породы (псефиты)

Глыбы — неокатанные, угловатые крупные обломки горных пород размером более 1 м.

Валуны — окатанные обломки горных пород размером более 100 мм. В горных областях, где водные потоки достигают большой силы, валуны часто встречаются среди аллювиальных отложений. Широко распространены валуны среди ледниковых образований (валунные отложения). В случае размыва их и выноса тонкозернистого материала местность покрывается валунами, образуются валунные поля. Валуны иногда используются как строительные материалы. В качестве булыжника они употребляются для мощения дорог.

Щебень — рыхлая горная порода с остроугольными обломками размером от 10 до 100 мм. Щебень образуется при механическом разрушении горных пород и скапливается у подножия склонов. Он широко применяется как балластный материал в строительстве железнодорожных путей и шоссейных дорог.

Дресва — имеет меньший размер неокатанных зерен (от 2 до 10 мм); в большинстве случаев является элювием гранита.

Галечник и гравий образуются при переносе обломков водными потоками или в результате прилива. В процессе переноса обломки окатываются, приобретая хорошо отполированные округлые формы. Галечник имеет размер галек от 10 до 100 мм, гравий — от 2 до 10 мм. Мелкий гравий называют грубым песком. По своему происхождению галечник и гравий могут быть речными, озерными, морскими, ледниковыми.

Галечник и гравий, как и другие рыхлые обломочные породы, являются ценным строительным материалом, а также широко применяются в дорожном строительстве. Месторождения их многочисленны (центральные районы РСФСР, Кавказ, Урал, Сибирь и т. д.).

¹ От греческих слов «псэфос» — камешек, «псаммос» — песок, «алеврон» — мука, «пэлес» — глина.

Брекчия представляет собой сцементированные неокатанные обломки, размер которых более 2 мм. Цемент может быть различным; обломки однородные и неоднородные по составу. Брекчии образуются в результате обвалов, оползней, выщелачивания, а также при тектонических движениях (тектоническая брекчия) и вулканической деятельности (вулканическая брекчия).

Конгломерат¹ — сцементированный галечник и гравий (рис. 220); как правило, возраст конгломератов древнее четвер-

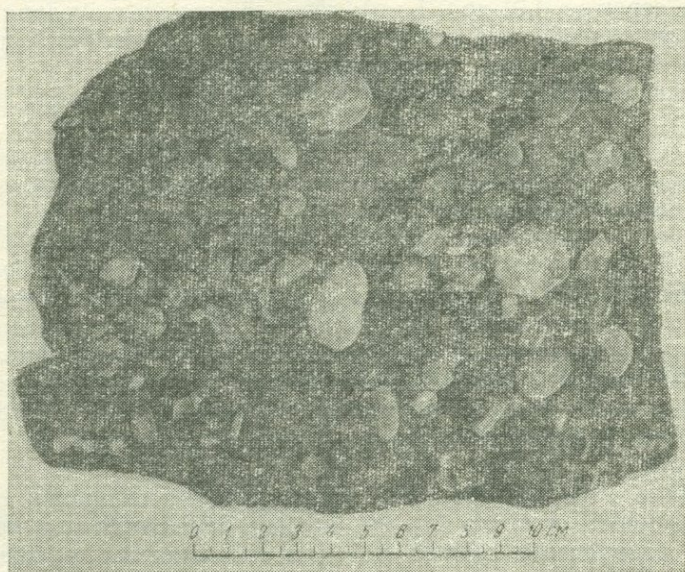


Рис. 220. Конгломерат

тичного. Состав гальки и цемента может быть различным. Конгломераты, залегающие в основании серии осадков, называются базальными и указывают на размыв и условия мелководья.

Некоторые конгломераты являются красивым облицовочным материалом. Иногда с ними бывают связаны рудные месторождения (медь, золото, уран). Гравелит — конгломерат, величина обломков в котором соответствует гравия.

Среднеобломочные породы (псаммиты)

Пески по величине зерна разделяются на грубозернистые (1—2 мм), крупнозернистые (0,5—1 мм), среднезернистые (0,25—0,5 мм) и мелкозернистые (0,1—0,25 мм). Минеральный состав и цвет их различны. Наиболее распространенным минералом пе-

¹ От латинского слова «конгломерат» — скопляться.

сков является кварц, причем нередко встречаются чисто кварцевые пески. Пески, содержащие полевой шпат, носят название *аркозовых*. В том или ином количестве в песках могут быть встречены глауконит, слюда, карбонаты и рудные минералы — магнетит, монацит, циркон, золото, платина, касситерит, алмазы. Промышленные скопления полезных ископаемых в песках носят название *россыпей*. Россыпные месторождения бывают во много раз богаче коренных и — являются для указанных полезных ископаемых важнейшими источниками добычи.

По своему происхождению пески могут быть речными, морскими, озерными дюнными. Степень окатанности зерен различная: от угловатых до хорошо окатанных (морские пески).

В зависимости от того, сколько минералов входит в состав песка, различают: мономинеральные пески, состоящие из одного минерала, олигомиктовые пески, состоящие из двух минералов, полимиктовые пески, состоящие из нескольких минералов.

Песчаники представляют собой сцементированные пески. Среди них можно выделить те же разновидности по составу, размеру и окатанности зерен, что и у песков. В определение песчаников обычно включают также состав цемента (известковый, глинистый, кварцевый, битуминозный и др.).

Разнородные грубозернистые песчаники сложного состава, содержащие обломки некоторых основных эффузивных пород, носят название *гравяков*.

Полимиктовые песчаники, обогащенные пирокластическим материалом, называются *туфогенными*. Нахождение их в геологическом разрезе указывает на оживление вулканической деятельности в данный период.

Пески и песчаники применяются во многих отраслях промышленности. Кварцевые пески — в стекольной и керамической промышленности, при производстве стекла, фарфора, для изготовления огнеупорных силикатных кирпичей (динаса), в абразивной промышленности и в металлургии — как флюс и формовочный материал. Пески, употребляемые для стекольной промышленности должны быть особенно чистыми, почти целиком состоять из кварца и не содержат окислов железа. Месторождения чистых кварцевых песков известны в Донбассе (Часов Яр), в Подмоскowie (Люберцы), около Ленинграда (Саблино) и в других местах.

Пески и песчаники широко применяются для разнообразных строительных целей. Они разрабатываются из отложений различных систем и аллювия во многих районах СССР. Плотные песчаники в некоторых случаях используются как облицовочный материал.

Мелкообломочные породы (алевриты и алевриты)

Мелкообломочные породы занимают промежуточное положение между песчаными и глинистыми породами и имеют более ограниченное распространение.

Алевритами называются тонкозернистые пылевидные породы морского, речного и золотого происхождения. Характерной породой среди алевритов является лёсс.

Лёсс представляет собой однородную породу светло-желтого цвета, состоящую из кварца, глины и кальцита. Кварцевых зерен примерно 50%, глины 20% и более, кальцита 20—30%; в небольшом количестве присутствуют некоторые другие минералы и известковые конкреции — журавчики. Для лёсса характерны высокая пористость и водопроницаемость. Лёсс легко растирается в пыль. Слоистость отсутствует. Обнажения лёсса обычно характеризуются отвесными стенками и обрывами.

Существует несколько теорий образования лёсса. Наиболее вероятной является золотая теория Ф. П. Рихтгофена, развитая В. А. Обручевым. Согласно этой теории, минеральные частицы переносятся и отлагаются в результате деятельности ветра. Мощность лёссовых отложений может достигать 100 м.

Мощные толщи лёсса находятся в Северном Китае. В СССР лёсс известен в Средней Азии, на Украине и в ряде мест Сибири. Лёссовые почвы благодаря присутствию солей очень плодородны.

Близкими к лёссу породами являются лёссовидные суглинки. Они слоисты, более грубозернисты, содержат больше песчаного материала за счет углекислого кальция. Лёссовидные суглинки имеют различное происхождение и широко распространены на территории СССР.

Алевролиты представляют собой сцементированный лёсс или лёссовидные суглинки. Они очень похожи на твердые глинистые породы, особенно на глинистые сланцы. Цемент в алевролитах преимущественно известковый или кремнистый. В обнажениях иногда тонкоплитчатые, слоистые. В воде не размокают.

Глинистые породы (пелиты)

Глинистые породы имеют наибольшее распространение среди обломочных пород.

Глины — наиболее тонкодисперсные осадочные породы. В сухом виде они характеризуются землистым строением и легко растираются пальцами. Во влажном состоянии жирны на ощупь. При впитывании влаги глины становятся вязкими и пластичными, при высыхании сохраняют приданную им форму, а после обжига приобретают твердость камня. Цвет глин разнообразен. Глинистые пласты водонепроницаемы.

По происхождению выделяют *остаточные* глины, образующиеся при накоплении глинистых минералов на месте разрушения пород, и *осадочные* (переотложенные) глины, образующиеся в результате осаждения из воды тонковзмученного материала.

Среди осадочных глин также различают морские (прибрежно-морские, лагунные, шельфовые) и континентальные (речные, озерные, делювиальные, пролювиальные).

По минеральному составу среди глин выделяют каолиновые, монтмориллонитовые и другие разновидности. Глины, содержащие большое количество каолинита, называются **ж и р н ы м и**, а содержащие примесь кварца, халцедона, опала, окислов железа — **т о щ и м и**.

Главными составными частями глин являются SiO_2 (40—70%), Al_2O_3 (10—35%), K_2O , Na_2O , MgO , Fe_2O_3 и H_2O .

Полиминеральные глины, которые в большинстве являются тощими, распространены чрезвычайно широко, исключая горные области, где они превращаются в аргиллиты и глинистые сланцы. Примеси, главным образом окислы железа, придают глинам разнообразные окраски, но преимущественно красно-бурые, серые, желто-бурые.

Месторождения тощих глин многочисленны. Применение их разнообразно. Они употребляются для изготовления кирпичей (кирпичные глины), грубой посуды (гончарные, горшечные), черепицы (черепичные), спекшегося кирпича — клинкера и как минеральные краски (красящие глины — мумия, охра). Глины необходимы также для изготовления портландцемента.

Мономинеральные глины (каолиновые, монтмориллонитовые и др.) являются более ценными; они также имеют широкое распространение.

Каолиновые глины могут быть остаточными (первичными или элювиальными), когда они образуются на месте выветривания полевошпатовых пород, и осадочными (вторичными или переотложенными) при отложении в водных бассейнах. Остаточные каолиновые глины жирны на ощупь, отличаются белым цветом и присутствием зерен неразрушенного кварца. Они залегают на древних водораздельных плато. Осадочные каолиновые глины встречаются чаще и залегают в виде линз или пластов среди песчаных отложений. Цвет их белый или серый. Они пластичны, но иногда отличаются значительной крепостью и хрупкостью (сухарные глины).

Из технических разновидностей выделяют **ф а р ф о р о в ы е** глины, состоящие почти целиком из каолинита, и **о г н е у п о р н ы е** глины с температурой плавления около 1700° , содержащие также некоторое количество гидратов окиси алюминия и слюды. Фарфоровые глины применяются для производства фарфора и фаянса, огнеупорные — для изготовления огнеупорных кирпичей, в бумажной, химической и других отраслях промышленности.

Крупные месторождения каолиновых глин находятся на Украине: Глуховецкое и Турбинское в Киевской области, Просянское (первичные каолины) и Пологи (вторичные каолины) в Днепропетровской области, а также на Урале и в Западной Сибири. Огнеупорные глины известны во многих районах СССР: Боровичское в Ленинградской области, Часов-Ярское (рис. 221), Пологи и др. на Украине, Латненское в Воронежской области, Троицко-

Байновское и Курьинское на Урале, Кудиновское и Гжельское в Московской области.

Монтмориллонитовые глины, содержащие некоторое количество каолинита, бейделлита и других глинистых минералов, отличаются высокой дисперсностью. Среди них выделяют отбеливающие глины, обладающие поглотительными свойствами. Их происхождение связывают с выветриванием (в том числе подводным) лав, их пеплов и туфов.

К отбеливающим глинам относятся сукновальные глины (флоридины, бентониты), обладающие омыляющими свойствами и адсорбирующие жиры и некоторые красящие вещества. Они широко

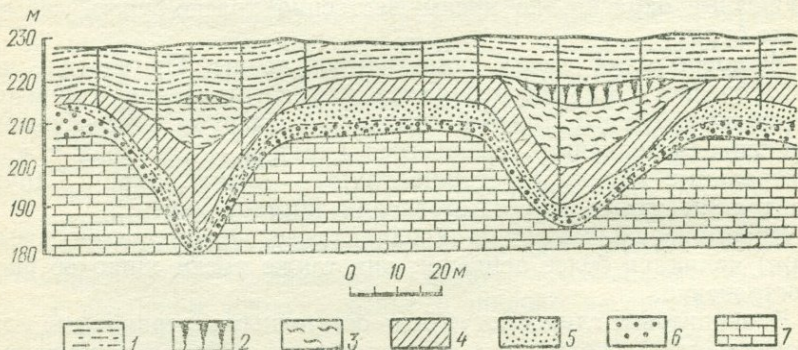


Рис. 221. Геологический разрез Часов-Ярского месторождения огнеупорных глин.

1 — суглинок, Q; 2 — песок-плавун P; 3 — глина некондиционная P; 4 — глина огнеупорная P; 5 — песок P; 6 — песок глауконитовый, формовочный P; 7 — известняки K₂

используются для очистки продуктов нефтяной промышленности, различных масел, жиров, вина, применяются для отбеливания тканей и других целей. Отбеливающие глины известны в Крыму (кил), на Апшеронском полуострове, в Западной Грузии (гумбрин) и на Северном Кавказе.

Аргиллиты — плотные дегидратизированные и сцементированные глинистые породы, не размокающие в воде. Цементом в них часто служит халцедон.

Аргиллиты характерны для складчатых областей. Иногда они имеют ложную слоистость — сланцеватость, что выражается в раскалывании их на тонкие пластинки. Последний признак указывает уже на незначительные метаморфические изменения. Породы с четко выраженной сланцеватостью — глинистые сланцы или филлиты — должны быть отнесены к метаморфическим.

Помимо чисто глинистых пород, в природе широко распространены смешанные песчано-глинистые породы. К ним относятся супеси и суглинки. Супеси содержат примерно до 20—30% глинистых частиц, суглинки — от 20—30 до 40—50%. Суглинки

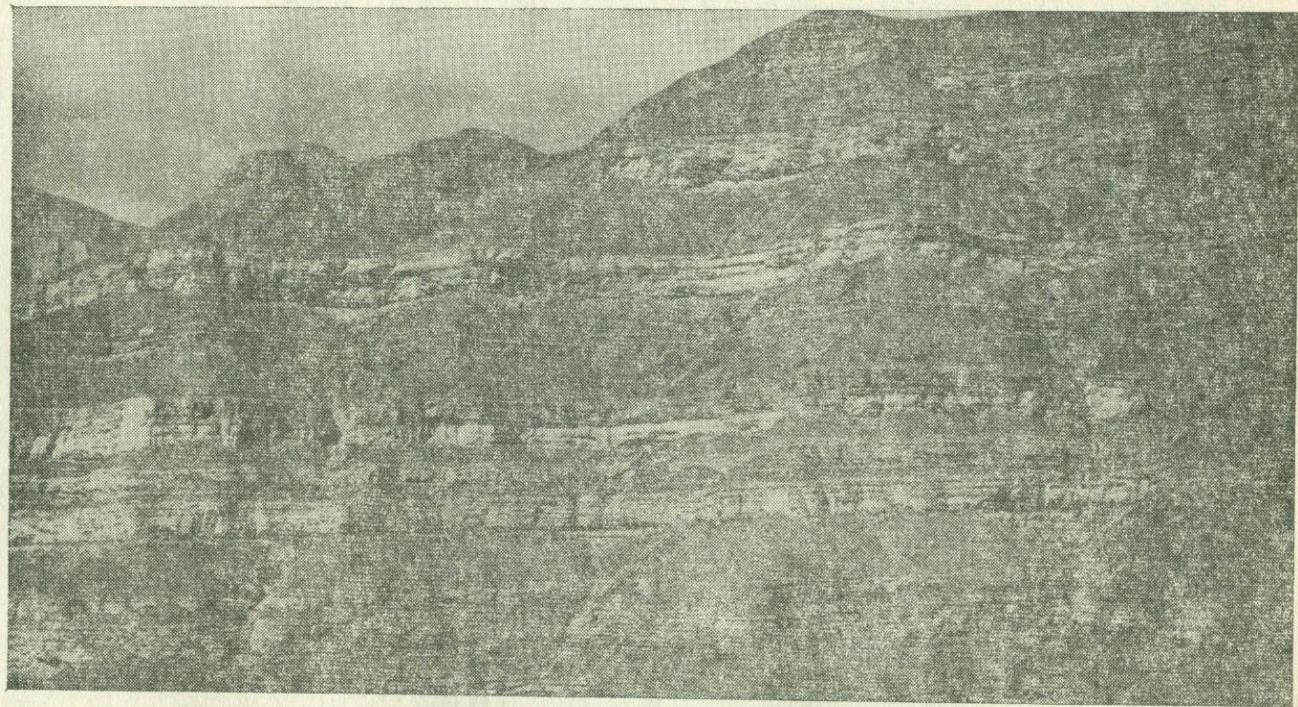


Рис. 222. Переслаивание плотных песчаников (четко выражены в рельефе) с глинистыми сланцами. Нижняя юра.
Дагестан (фото М. Н. Петрусевича)

ледникового происхождения, содержащие валуны, называются валунными суглинками.

Обломочные породы, в основном мелководные морские осадки, нередко образуют так называемые **флишевые толщи**. Флиш — четкое, ритмичное переслаивание песчаников, аргиллитов, мергелей, реже других пород. Мощность флишевых толщ велика, они характерны для геосинклинальных формаций (Кавказ, Крым и др.), характеризую начальные стадии горообразования. Флиш и флишеподобные образования могут иметь горизонтальное или близкое к горизонтальному залегание (рис. 222), или могут быть интенсивно дислоцированы.

К обломочным относятся также породы, состоящие из пирокластического материала или смеси пирокластического и осадочного материала. К последним относятся **туффиты** или **туфогенные песчаники**, встречающиеся на Кавказе, Урале, в Казахстане и Средней Азии. Происхождение их эффузивно-осадочное.

Химические и биохимические породы

Химические и биохимические осадки образуются путем выпадения из растворов в результате различных реакций. Эти реакции вызываются увеличением концентрации и изменением температуры растворов, коагуляцией коллоидов и участием организмов, поглощающих и концентрирующих некоторые соединения в своих телах и скелетах (CaCO_3 , SiO_2 , фосфаты).

В стадию диагенеза из этих осадков образуются химические и биохимические осадочные горные породы.

Если обломочные породы являются результатом механической дифференциации, то химические и биохимические породы — продукты химической осадочной дифференциации. Среди химических и биохимических осадочных пород рассмотрим следующие: а) латериты и бокситы, б) железистые породы, в) марганцевые породы, г) фосфориты, д) кремнистые породы, е) карбонатные породы, ж) соли.

Все перечисленные породы имеют важное практическое значение. Распространенность карбонатных и кремнистых пород, а также солей значительная; остальные породы образуют местные скопления.

Латериты и бокситы (аллиты)

Латериты (от латинского «латер» — кирпич) представляют собой остаточные (элювиальные) образования при выветривании алюмосиликатных магматических пород. Они богаты глиноземом и состоят в основном из диаспора, гидраргиллита и гидроокислов железа, которые представлены как аморфными, так и кристаллическими разностями.

Цвет латеритов красный. Они могут быть мягкими или плотными (твердость от 2 до 6); обычно землистые, часто имеют бобовое сложение.

Образование латеритов (латеритизация) происходит в странах с жарким климатом, при чередовании засушливых и дождливых сезонов. Эти условия необходимы для мощного химического разложения магматических пород. Химизм процесса латеритизации заключается в выносе кремнекислоты и щелочных элементов с образованием гидратов окислов алюминия и железа. Мощность латеритов достигает нескольких десятков метров, а иногда — свыше 100 м.

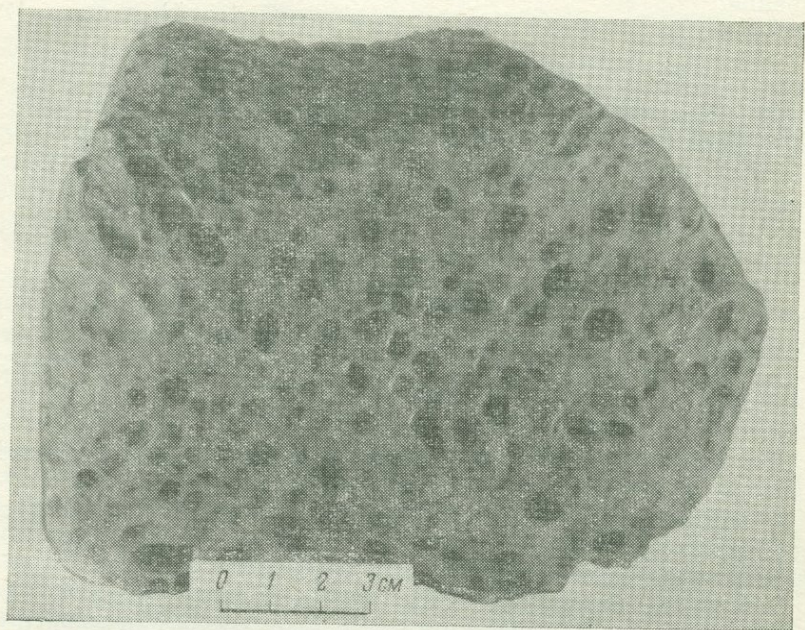


Рис. 223. Боксит. Салаирский кряж

Изучение латеритов и вертикальной зональности пород при латеритном выветривании имеет большое значение для поисков и разведки бокситов.

Мощные процессы латеритизации происходят в настоящее время в Индокитае, Индии, в Африке и Южной Америке.

Бокситы — осадочные, или остаточные горные породы, являющиеся рудой на алюминий (рис. 223). Они состоят из гидратов окислов алюминия — диаспора, бёмита, гидрагиллита, с примесью гидратов окислов железа, железистых хлоритов, каолинита, SiO_2 и TiO_2 . По минеральному составу выделяют диаспоровый, бёмитовый (моногидратный) и гидрагиллитовый (тригидратный) бокситы.

Макроскопически бокситы представляют собой тонкодисперсную мягкую или плотную породу. Твердость их обычно 2—4; плотность около 2,5. Цвет белый, серый, желтый, красный, особенно характерны белые и красные цвета (в зависимости от содержания железа). Бокситы часто имеют хорошо выраженную оолитовую структуру; нередко они похожи на глинистые породы. Мало гигроскопичны; в отличие от каолина они тощие.

По происхождению можно выделить следующие типы бокситов:

1) остаточные бокситы, образующиеся при латеритном выветривании;

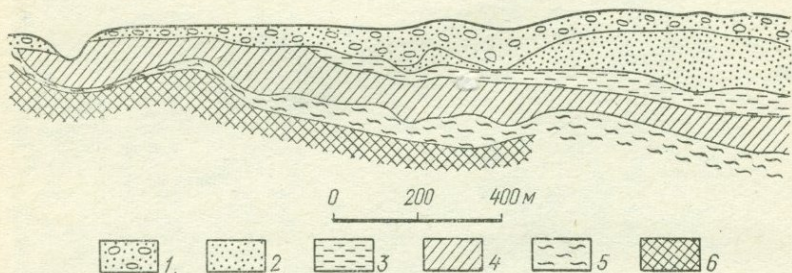


Рис. 224. Разрез бокситового месторождения платформенного типа.

1 — ледниковые отложения; 2 — песок; 3 — глины; 4 — боксит; 5 — пестрые глины; 6 — подстилающие девонские породы

2) осадочные бокситы платформенного типа — озерные, озерно-болотные, долинные, карстовые и др.;

3) осадочные бокситы геосинклинального типа — прибрежно-морские; приурочены к размытой поверхности известняков и обычно перекрываются глинистыми породами.

Остаточные бокситы в СССР неизвестны; за границей они иногда имеют важное значение (штат Арканзас в США, Индия, Африка).

Осадочные бокситы могут образоваться как механический осадок в результате сноса и переотложения латеритных пород и как химический осадок путем отложения из коллоидных растворов.

Месторождения платформенного типа обычно невелики по размерам, но встречаются и крупные (Тихвинское месторождение в Ленинградской области). Пример залегания бокситов платформенного типа показан на рис. 224.

Третий тип имеет наибольшее промышленное значение для СССР. К нему относятся палеозойские месторождения Северного Урала — Красная Шапочка, Черемухинское и др. В Западной Сибири к этому типу относятся нижнедевонские месторождения Салаира, в Восточной Сибири — кембрийское Боксонское месторождение (Восточный Саян). В Коми АССР открыто Вежаю-Ворыквинское месторождение бокситов.

За границей месторождения геосинклинального типа известны во Франции, Югославии, Италии, Турции, Греции, Индии и Индонезии.

Бокситы имеют большое практическое значение как важная руда на алюминий. Содержание Al_2O_3 в них должно быть не меньше 45%, содержание окиси железа не имеет большого значения и допускается до 20—25%. Главной вредной примесью является кремнекислота; кремниевый модуль $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$ в промышленных рудах должен быть не меньше 2,6.

При метаморфизме бокситовых пород образуются корундовые породы и наждаки.

Железистые осадочные породы

Железистые осадочные породы образуются в результате латеритного выветривания массивов ультраосновных пород или путем выпадения из растворов. Источником железа во всех случаях являются магматические и метаморфические породы, содержащие в среднем более 4,5% Fe.

При образовании железистых латеритов железо остается на месте разрушения материнских пород. В некоторых случаях скопления гидроокислов железа достигают значительных размеров, образуя крупные месторождения, например: Елизаветинское и Алапаевское на Урале и месторождения на о-ве Куба.

Железистые породы, образующиеся в морских и озерных бассейнах за счет переноса и осаждения соединений железа, более распространены и очень важны в практическом отношении. Осаждение происходит из коллоидных растворов в связи со сменой физико-химических условий, например в тех случаях, когда континентальные речные воды соприкасаются с солоноватыми морскими или благодаря действию гумусовых кислот и жизнедеятельности бактерий.

Большое значение при осаждении железистых пород и руд имеет кислородный режим среды. В зависимости от количества свободного кислорода выпадают окисные (гидрогетит, гематит), карбонатные (сидерит) и силикатные (железистые хлориты) руды. Наиболее распространены различные лимониты, представляющие собой механическую смесь гидроокислов железа с глинистым и частично песчаным материалом.

По внешнему виду железистые породы и руды разнообразны. Цвет их обычно бурый различных оттенков, нередко они имеют оолитовую структуру (бобовые руды), часто охристые, ячеистые, иногда в натечных формах и конкрециях. Сидериты образуют сплошные мелкозернистые массы или желваки и конкреции в глинистых породах. Формами залегания железистых пород и руд являются пласты и линзы, приуроченные к синклинальным прогибам и мульдам (рис. 225). По месту образования различают континентальные (озерные, болотные) и морские железистые породы и руды.

На долю осадочных месторождений железа приходится около 30% мировой добычи железных руд. В СССР примером может служить крупное Керченское месторождение в Крыму, а также более мелкие — Тульское, Липецкое (каменноугольного возраста) и Хоперское (мелового возраста). За границей крупнейшими являются месторождения Лотарингии (Франция, Люксембург), значительные месторождения известны на о-ве Ньюфаундленд (Вабана) и в США (Клинтон).

Осадочные руды содержат 30—40% железа, примесь марганца, десятые доли процента фосфора, ванадия и мышьяка.

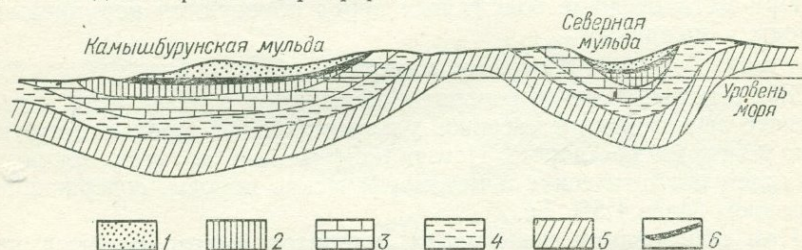


Рис. 225. Комплекс осадочных пород с железными рудами. Керченское месторождение, Крым.

1 — верхнекиммерийские пески и глины; 2 — нижнекиммерийские глины; 3 — ракушечник и пески понта; 4 — глины, мергели, пески маетиса; 5 — сарматские отложения; 6 — железные руды

При метаморфизме осадочные железные руды обезвоживаются и переходят в гематит и магнетит. Такие богатые железом метаморфические породы особенно распространены в докембрии (Кривой Рог на Украине, штат Бихар в Индии и др.).

Марганцевые осадочные породы

Марганцевые осадочные породы имеют меньшее распространение по сравнению с железистыми породами, но также чрезвычайно важны в промышленном отношении.

Марганец переносится в виде коллоидных соединений, которые осаждаются на больших глубинах по сравнению с коллоидными соединениями железа. Возможно, что в образовании марганцевых пород и руд участвуют микроорганизмы (бактерии).

Марганцевые руды представлены либо черными пиролюзитовыми и другими окисными соединениями марганца, либо серо-розовым родохрозитом. Они нередко имеют оолитовое строение, часто мягкие, сажистые. Залегают сплошными пластами или в виде линз и конкреций.

В СССР к числу главнейших месторождений марганца относятся: Чиатурское в Грузии и Никопольское на Украине. Геологический разрез Чиатурского месторождения приведен на рис. 226, марганценозные породы там залегают почти горизонтально. Скопления пород, содержащих марганец, широко распространены в глу-

боководных океанических осадках. Накопление марганца происходит в результате коагуляции коллоидных соединений марганца, принесенных с континента. Так образуются марганцевые конкре-

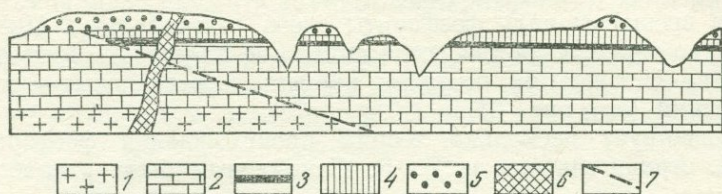


Рис. 226. Комплекс осадочных пород с марганцевыми рудами. Чиатурское месторождение, Кавказ (по А. Г. Бетехтину).

1 — кварцевые порфиры и их туфы; 2 — известняки верхнего мела; 3 — рудоносный горизонт; 4 — песчаники олигоцена; 5 — чокракские пески и глины; 6 — базальты; 7 — сбросы

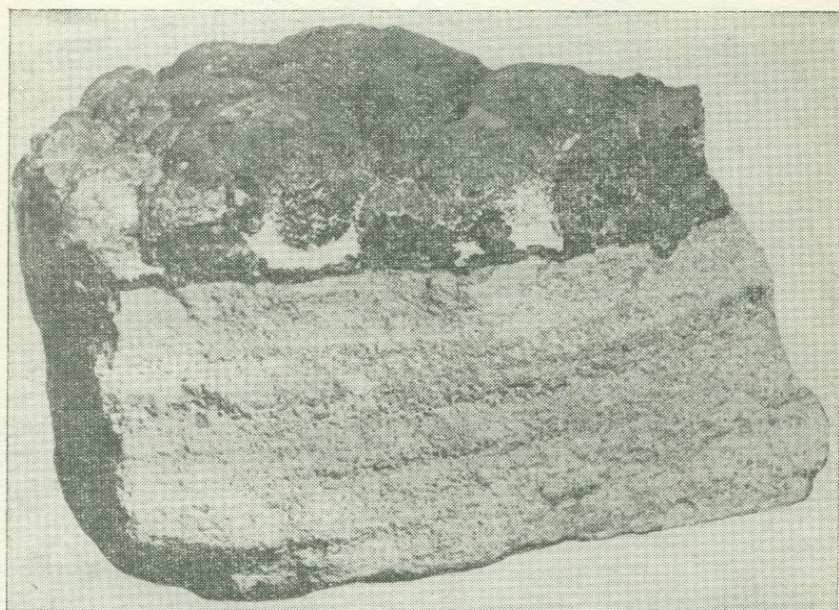


Рис. 227. Корка из гидроокислов марганца и железа, поднятая со дна Тихого океана с глубины 3740 м (48-й рейс научно-исследовательского судна «Витязь», 1970 г.). Уменьш. в 5 раз

ции и корки. Они иногда имеют повышенные содержания кобальта, никеля, таллия и других элементов и в будущем могут служить своеобразной рудой. На рис. 227 приведена цеолитизированная гиалокластическая порода грубослоистого строения. Верхняя рудная корка (темное) состоит из гидроокислов марганца и железа.

Фосфориты

Фосфоритами называют различные осадочные породы (песчаники, глины, мергели), обогащенные кальциевыми солями фосфорной кислоты ($12-40\%$ P_2O_5).

По внешнему виду фосфориты очень разнообразны. Цвет их серый до черного. Встречаются сплошные пластовые фосфориты, похожие на известняк, песчаник, кремнь, и желваковые — в виде конкреций (см. рис. 61).

Существует несколько теорий происхождения фосфоритов. А. Д. Архангельским и Я. В. Самойловым была разработана

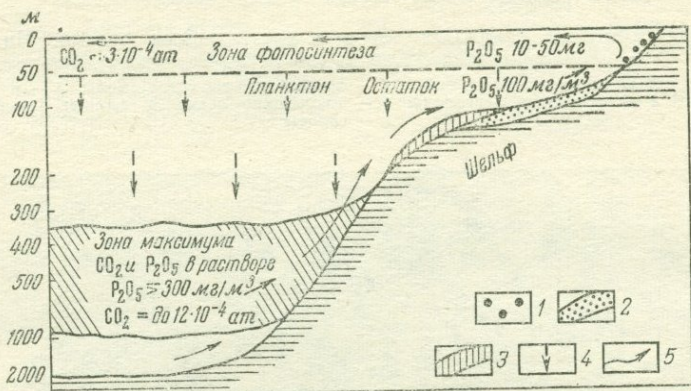


Рис. 228. Схема фосфоритообразования (по А. В. Казакову).

1 — фация береговых галечников и песков; 2 — фосфоритовая фация;
3 — фация известковых осадков; 4 — падение остатков планктона; 5 —
направление течений

«биолитная» теория происхождения фосфоритов. Согласно этой теории, образование фосфоритов связано с изменением условий жизни органического мира в море. В силу ряда причин (например, при встрече холодных и теплых течений) происходила массовая гибель организмов, которые падали на дно и давали скопления фосфора в виде фосфоритов.

А. В. Казакову принадлежит «химическая» теория происхождения фосфоритов. Известно, что в морской воде содержатся большие запасы растворенных фосфатов, причем наибольшая концентрация P_2O_5 наблюдается на глубине около 500 м (рис. 228). Фосфор накапливают плавающие морские организмы (планктон), после смерти опускающиеся в глубокие части моря. Идущие в сторону берега течения достигают мелководья, где давление CO_2 уменьшается, что влечет за собой выпадение в осадок карбонатов и фосфатов кальция. Согласно А. В. Казакову, осаждение фосфоритов из морской воды может происходить на глубине от 50 до 150 м, т. е. в верхней и средней частях шельфа. Эта гипотеза является наиболее признанной в СССР.

Основными типами фосфоритов являются: 1) морские пластовые фосфориты и 2) желваковые (конкреционные) фосфориты.

Первые залегают среди кремнисто-доломитовых или карбонатных толщ и достигают мощности 10—15 м. Примером фосфоритов этого типа могут служить крупные месторождения хребта Каратау (Южный Казахстан).

Желваковые фосфориты обычно представляют собой конкреции и залегают в песчано-глинистых породах (рис. 229). Месторождения их известны в европейской части СССР: Вятско-Камский

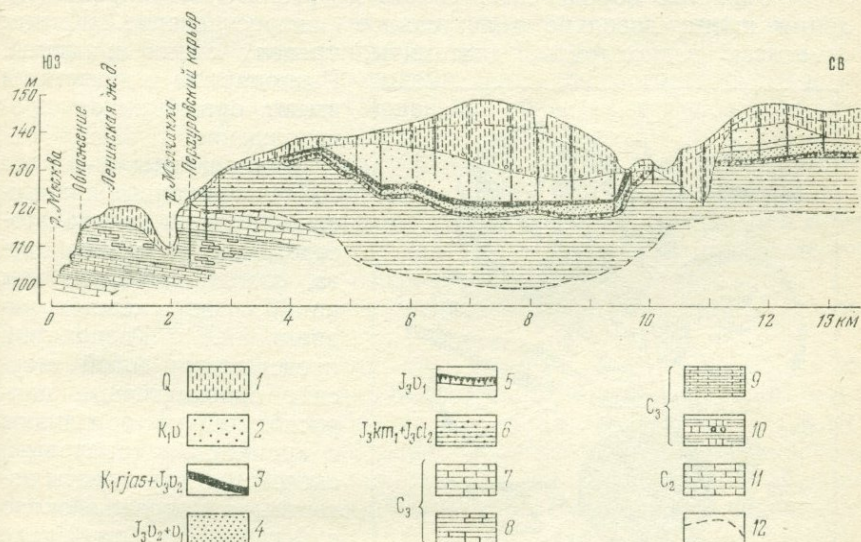


Рис. 229. Комплекс осадочных пород с фосфоритами. Егорьевское месторождение в Московской области (по Ц. И. Уфлянд).

1 — суглинки и пески; 2 — пески; 3 — фосфоритовый слой; 4 — глауконитовые пески; 5 — фосфоритовый слой; 6 — глины; 7 — «перхуровские» ракушечные известняки; 8 — глинисто-известковая толща; 9 — «неверовские» фарфоровидные известняки; 10 — глины с прослоями известняков; 11 — известняки; 12 — уровень грунтовых вод

фосфоритоносный район (Верхне-Камский рудник, Кировская обл.) Егорьевское (Московская обл.), Щигровское и Трухачевское (Курская обл.), Полпинское (Брянская обл.) и многие другие. Месторождения Восточно-Европейской платформы приурочены к синеклизам — областям, для которых характерна тенденция к прогибанию. Одним из крупнейших в стране является Чилисайское месторождение желваковых фосфоритов в Западном Казахстане освоение которого началось в 1977 г.

Помимо указанных типов, встречаются ракушечные фосфориты, сложенные обломками ракушек, створки которых содержат фосфат кальция (*Obolus* — 36,5% P_2O_5 , *Lingula* — 23,2% P_2O_5).

За границей крупные месторождения фосфоритов находятся в Алжире, Тунисе и Марокко, а также в западных штатах США. Своеобразный «островной» тип фосфоритов распространен на не-

которых островах Тихого (Таити, Науру) и Индийского океанов. Образование фосфоритов здесь связано с накоплением в течение длительного времени птичьего помета (гуано).

Значение фосфоритов очень велико. Более 90% добываемых фосфоритов применяется как удобрение в сельском хозяйстве, остальная часть идет на получение фосфора и различных фосфорнокислых солей.

Кремнистые породы

Кремнистые породы химического и органогенного происхождения имеют довольно значительное распространение. К ним относятся радиоляриты, диатомиты, трепел, опоки и яшмы. Радиоляриты и диатомиты имеют органогенное происхождение.

Радиоляриты — слабо сцементированные кремнистые породы желтовато-серого или красного цвета, состоящие более чем на 50% из скелетов радиолярий. Радиолярии представляют собой морские одноклеточные микроскопические организмы с кремнистым (опаловым) скелетом. Радиоляриты известны в Поволжье около г. Ульяновска, на Урале и на Кавказе.

Диатомиты — сцементированные или рыхлые (диатомовая земля) крем-

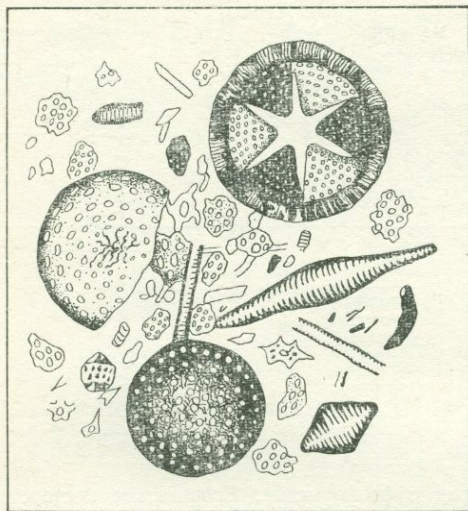


Рис. 230. Диатомит под микроскопом

нистые породы, состоящие из остатков диатомовых водорослей, или диатомей (рис. 230). Рыхлый диатомит нередко называют кизельгуром. В диатомитах также встречаются скелеты радиолярий и иглы губок, из минеральных примесей часто присутствует глинистое вещество, зернышки кварца и глауконита.

Диатомит — легкая, пористая, мягкая на ощупь и липнущая к языку порода. Цвет ее белый или светло-желтый. Плотность 1,9—2,2.

Диатомиты отлагаются на дне морей и озер и образуют иногда мощные залежи. Примером могут служить месторождения Поволжья (от Ульяновска до Камышина), где средняя мощность диатомитов 20—25 м. Особенно крупные месторождения диатомитов разведены в Куйбышевской области.

Трепел — порода, очень похожая на диатомит, но состоящая не из органических остатков, а из мелких (0,01—0,001 мм) опаловых или кремневых зернышек.

По внешнему виду трепел представляет собой рыхлую, пористую, мучнистую породу, но может быть плотным, компактным. Цвет различный: белый, желтый, бурый, до темно-серого.

Благодаря большой пористости трепелы, как и диатомиты, обладают адсорбирующими свойствами, поэтому применяются как фильтрующий материал. Употребляются также как материал для тепловой и звуковой изоляции, как мягкий полирующий материал и при производстве цемента и жидкого стекла.

Происхождение трепелов не вполне ясно. По всей вероятности, они являются измененными диатомитами; предполагают их образование биохимическим путем. Месторождения трепелов в СССР связаны с осадочными породами верхнемелового возраста и находятся в Калужской и Смоленской областях, в Белоруссии и на Украине.

Опоками называют опаловидные пористые породы, очень похожие на трепел. От последнего они отличаются твердостью. Происхождение опок точно не установлено, возможно, они представляют собой измененные диатомиты и трепелы или являются химическими морскими осадками.

Опоки распространены среди меловых отложений Среднего и Нижнего Поволжья.

Яшмы — плотные нечистые халцедоновые породы, значительную часть которых составляют примеси и красящие вещества.

Окраска яшм разнообразна. Лучшие в мире яшмы находятся на Южном Урале и на Алтае. Особенно ценятся за красивый рисунок орские яшмы, находящиеся на юго-восточной окраине г. Орска (гора Полковник). Яшмы употребляются как поделочный материал.

Химическое происхождение имеют **фтаниты** — черные или темно-черные плотные халцедоно-кварцевые и кварцевые породы, широко распространенные на западном склоне Южного Урала.

К кремнистым осадочным породам относят гейзериты и другие кремнистые туфы, образовавшиеся при действии гейзеров или горячих источников.

Карбонатные породы

Карбонатные породы наиболее распространены среди осадочных пород химического и биохимического происхождения. Они представлены известняками, доломитами, мергелями.

Известняки — широко распространенные осадочные породы, состоящие из одного минерала — кальцита $\text{Ca}[\text{CO}_3]$. В чистом виде они содержат 56% CaO и 44% CO_2 .

По происхождению среди них различают два главных типа: а) известняки органогенного происхождения и б) известняки химического происхождения. Иногда выделяют известняки обломочного происхождения, состоящие из обломков карбонатных пород.

В основном известняки имеют органогенное происхождение. Они образуются за счет известковых скелетов и остатков раковин

животных и растений (зоогенные и фитогенные известняки). Раковины и скелеты организмов могут сохраниться полностью или претерпеть дробление, разрушение, перекристаллизацию. В том случае, когда известняк состоит из целых и битых раковин, он называется **ракушечником** (рис. 231).

В зависимости от преобладания остатков тех или иных организмов различают известняки криноидные, фузулиновые, нуммулитовые, мшанковые, литотамниевые и др. Криноидные извест-

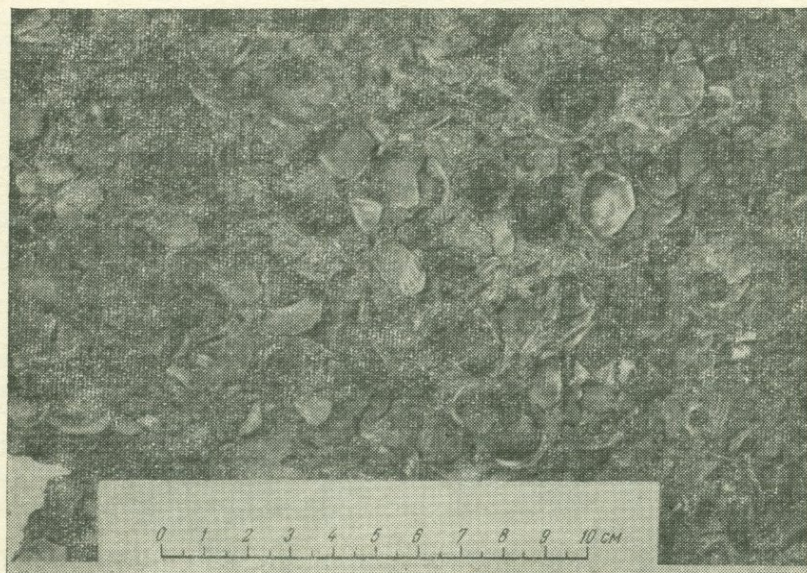


Рис. 231. Известняк-ракушечник

няки состоят из частей известкового скелета морских лилий; фузулиновые — сложены из зернышек корненожек (фузулин), напоминающих по форме и размеру зерна ржи; нуммулитовые — представлены известковыми фораминиферами, имеющими раковину в виде диска, чечевицы или монеты.

К органогенным известковым породам также принадлежит мел — белая землистая порода, сложенная из мелких частиц порошкового кальцита, раковин фораминифер и кокколитов (одноклеточных морских водорослей с известковым панцирем).

Особенно богаты мелом отложения мелового периода мезозоя. Крупные месторождения мела разрабатываются у г. Белгорода и в ряде других мест на Украине, а также в Поволжье около г. Вольска, где он используется как сырье для производства портландцемента.

Известняки химического происхождения могут быть тонкозернисты, нередко имеют оолитовое, концентрическое строение,

встречаются различные натечные образования — сталактиты, сталагмиты, корки и пр. Химическое происхождение имеют также известковые туфы (или травертины), которые образуются благодаря осаждению из горячих и холодных водных источников.

Окраска известняков преимущественно светлая, белая, серая. Твердость их равна 3 (поскольку они состоят из кальцита), но иногда она понижается (мел) или увеличивается (кремнистые известняки). В воде известняки нерастворимы, но хорошо растворяются в воде, насыщенной углекислотой, или в разбавленных кислотах (с шипением).

Примесями в известняках могут быть глинистый материал, доломит, глауконит, гидроокислы железа, соли.

Известняки очень широко распространены на территории СССР. Они встречаются среди отложений всех периодов, но особенно мощными являются толщи палеозойских известняков. Месторождения их известны на Урале, в Сибири, Средней Азии, европейской части СССР и в других местах. Известняки мезозойского и третичного возраста распространены в Крыму, на Кавказе и в Средней Азии.

Известняки широко используются в качестве строительных материалов; как бутовый камень, для облицовки, при изготовлении извести, в цементном производстве и т. д. В металлургии известняки применяются в качестве флюса или плавня. Размолотый известняк — удобрение для бедных известью почв. Многие города и поселки Украины построены из известняка-ракушечника, который распиливают в карьерах и получают готовые строительные блоки. Из этих известняков построены новые здания в Севастополе, Симферополе, Одессе и многих других городах. В последние годы на Мангышлаке разрабатывается уникальное Жетыбайское месторождение ракушечника. Он прочен, легко обрабатывается и очень красив. Нежно-розовыми блоками Жетыбайского ракушечника облицованы главные здания Алма-Аты, сооружения олимпийского спортивного комплекса в Москве.

Доломит — распространенная осадочная порода, состоящая из минерала доломита $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$. В доломитах часто содержится примесь кальцита и глинистого материала, иногда встречаются гипс, флюорит, целестин, опал. Между доломитами и известняками имеются промежуточные разности, которые обычно называют доломитизированными известняками.

По внешнему виду доломиты — желтовато-белые породы, иногда с буроватым оттенком. Цвет известняков по сравнению с доломитом более светлый, белый. Некоторые доломиты мелкопористые в результате выщелачивания остатков раковин, первоначально слагавших породу.

Твердость доломитов около 3,5—4; плотность 2,8—2,9. В HCl на холоде доломиты разлагаются с трудом, без шипения и хорошо растворяются в порошке при нагревании.

Существуют различные взгляды на происхождение доломита. Считают, что он может образоваться: а) при доломитизации известняков, б) при доломитизации известкового осадка в стадию раннего диагенеза, в) путем выпадения из растворов как химический осадок.

Процесс метасоматического замещения известняков или известкового осадка доломитом называется доломитизацией. Замещение вызывается в большинстве случаев нисходящими растворами, содержащими соли магния.

Доломиты — широко распространенные породы, особенно среди палеозойских и докембрийских отложений. Доломиты развиты в Сибири, вдоль западного и восточного склонов Урала, в Донбассе, по берегам Волги и в центральных районах Восточно-Европейской платформы (в частности, в Подмосковье).

Доломиты находят применение как строительный камень, для изготовления вяжущих веществ, в качестве флюса и огнеупоров в металлургии.

При метаморфизме (перекристаллизации) известняки переходят в зернистые породы — мраморы, а доломиты — в доломитовые мраморы. Частично перекристаллизованные карбонатные породы называются мраморизованными известняками или доломитами.

Мергель представляет собой известково-глинистую породу с содержанием глинистого материала около 30—50%. В зависимости от содержания глины различают известковистую глину, мергель и глинистый известняк.

Цвет мергелей обычно пестрый, серый. По происхождению они являются морскими или озерными осадками.

Мергели распространены в центральных областях европейской части СССР, в Поволжье, Приуралье, Крыму и на Северном Кавказе. Они являются хорошим сырьем для цементной промышленности.

Соли

Соли представляют собой типичные химические осадки, выпадающие из истинных водных растворов. Выпадение происходит в замкнутых водных бассейнах, мелководных заливах и соляных лагунах, где благодаря интенсивному испарению образуются насыщенные растворы, что и ведет к последовательной кристаллизации солей.

Отложения солей характерны для аридных областей земного шара, где испарение превышает приток, и когда сконцентрированные растворы не могут уходить из бассейна концентрации. Процесс отложения солей, по А. Е. Ферсману, называется процессом г а л о г е н е з а. Среднее содержание солей в морской воде около 35 г на 1 л, что составляет 3,5%. В состав морской воды входят следующие соединения (в г/л):

CaCO ₃	0,12	MgSO ₄	2,25
CaSO ₄	1,27	KCl	0,74
NaCl	27,2	MgCl ₂	3,35
NaBr	0,09	Бораты	0,01

На долю NaCl приходится 77,8% от всех солей, на долю $MgCl_2$ — около 10%; процентное содержание других солей гораздо меньше.

Характерной особенностью всех территорий, где идет процесс отложений солей, является интенсивное прогибание, обычно неравномерное. Области наиболее интенсивного прогибания являются площадями, куда идет сток наиболее концентрированных рассолов, где они затем интенсивно испаряются, в результате чего там происходит отложение солей в порядке их кристаллизации.

В некоторые периоды развития нашей планеты солеродные бассейны достигали грандиозных размеров. Так, например, в пермский период солеродный бассейн занимал обширную область от Северного Урала до Каспийского моря, захватывая восточную часть Восточно-Европейской платформы. В Европе солеродный бассейн также покрывал значительную территорию. Колоссальных размеров солеродный бассейн существовал в нижнем кембрии на территории Восточной Сибири.

Континентальный галогенез, хотя и более разнообразен по составу, но обычно меньше по масштабам. Он приурочен к озерам, реже лагунам.

Обычно соляные осадки представлены гипсом $Ca[SO_4] \cdot 2H_2O$, ангидритом $Ca[SO_4]$, галитом NaCl, сильвинитом KCl и карналлитом $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$. Важными в практическом отношении химическими осадками являются также мирабилит и бораты. (Перечисленные минералы и их практическое значение были описаны в разделе «Минералогия»).

Состав соляных пород определяется составом исходного раствора. Поэтому для понимания условий образования солей важно знать физико-химические равновесия, которые возникают в соляных растворах в процессе их испарения, охлаждения и т. д. Расшифровка парагенетических ассоциаций минералов в соляных месторождениях стала возможной только после того, как в лабораториях в сложных равновесных системах были изучены физико-химические условия солеобразования.

Исследованиями Я. Г. Вант-Гоффа, Н. С. Курнакова и М. Г. Валяшко установлен порядок выпадения солей. Этот порядок зависит исключительно от физико-химических условий: растворимости солей, их концентрации, присутствия других солей, температуры раствора и времени кристаллизации. Первыми выпадают в осадок труднорастворимые сульфаты — гипс и ангидрит, затем — каменная соль, а при дальнейшей концентрации растворов — наиболее легкорастворимые галоидные и сернокислые соли калия и магния.

В петрографии соли рассматриваются как горные породы. Они обычно залегают пластами, переслаиваясь друг с другом, а также с глинистыми и карбонатными породами. Иногда соли залегают в виде отдельных линз, а некоторые из них в виде со-

ляных куполов и штоков (каменная соль), перекрытых глинистыми породами, предохраняющими их от растворения.

Крупные соляные залежи могут иметь мощность до 500 м и более и распространяться на площади в несколько десятков и даже сотен квадратных километров. Особенно крупные месторождения такого типа приурочены к отложениям кембрийского, девонского, пермского и неогенового возраста.

Ниже приводится схематический разрез крупнейшего в мире Соликамского месторождения. Сверху вниз, согласно А. А. Иванову, здесь следуют:

Переходная толща с чередованием глин, мергелей и каменной соли	0—80 м
Покровная каменная соль	1—70 м
Толща карналлита с участками галита; в верхах толщи карналлит замещен сильвинитом	20—100 м
Сильвинитовая толща, сложенная чередующимися пластами сильвинита ($\text{NaCl} + \text{KCl}$) и галита	12—56 м
Серая каменная соль с годовой слоистостью	250—400 м
Глинисто-ангидритовая толща	380 м
Известково-глинистая толща артинского яруса	

По размерам с Соликамским соленосным районом можно сравнить лишь Стассфуртский (ГДР, ФРГ) и Техасский (США) районы.

Контрольные вопросы

1. За счет чего образуются осадочные породы?
2. Охарактеризуйте процессы выветривания.
3. Что такое гальмиролиз?
4. В каком виде могут переноситься продукты выветривания?
5. В чем заключается механическая и химическая осадочная дифференциация?
6. Что такое диагенез?
7. Как классифицируются осадочные породы?
8. Как разделяются осадочные породы по месту образования?
9. Как залегают осадочные породы?
10. Чем обусловлена слоистость осадочных пород?
11. Какие минералы характерны для осадочных пород?
12. Какая структура называется детритусовой?
13. Каковы возможные взаимоотношения зерен породы и цемента?
14. По какому признаку классифицируются обломочные породы?
15. Что такое щебень, галечник и гравий?
16. Дайте характеристику брекчии и конгломерату.
17. Какие горные породы относятся к среднеобломочным? Расскажите о них.
18. Какие пески называются аркозовыми?
19. Каково практическое значение песков и песчаников?
20. Что такое лёсс? Какое происхождение он имеет?
21. Какие обломочные породы относятся к пелитам? Каков размер их частиц?
22. Как различаются глины по происхождению и минеральному составу?
23. Какова распространенность и практическое значение глин?
24. Какие породы называются аргиллитами?
25. Какие породы называются супесью и суглинком?
26. Какие осадочные породы относятся к химическим и биохимическим?
27. Как образуются бокситы и латериты?
28. Как различаются бокситы по происхождению?

29. Какое практическое значение имеют бокситы? Назовите их месторождения.
30. Охарактеризуйте происхождение железистых осадочных пород.
31. Какое практическое значение имеют железистые и марганцевые осадочные породы? Где они известны в СССР?
32. Что такое фосфориты?
33. Каково образование фосфоритов по А. В. Казакову?
34. Назовите основные типы фосфоритов. Где находятся их месторождения?
35. Какие Вы знаете кремнистые осадочные породы?
36. Дайте характеристику диатомиту и трепелу. Каково происхождение этих пород?
37. Назовите карбонатные осадочные породы.
38. Какое происхождение могут иметь известняки?
39. Какие известняки называют ракушечником?
40. Что такое мел?
41. Какова распространенность известняков в СССР?
42. Назовите области применения известняков.
43. Чем отличаются известняки от доломитов?
44. Каково происхождение доломитов?
45. Что такое мергель?
46. Какое практическое значение имеют доломиты и мергели и где они распространены?
47. Какое происхождение имеют соли?
48. Какие соли содержатся в морской воде?
49. Чем представлены соляные осадки?
50. Каков порядок образования солей?
51. Где находятся месторождения солей в СССР и какое они имеют практическое значение?

Каустобиолиты

В переводе с греческого языка на русский слово «каустобиолиты» означает горючие камни органического происхождения. К каустобиолитам относятся ископаемые угли, торф и горючие сланцы. Нефть и горючие газы генетически и геологически связаны с каустобиолитами — все вместе эти природные продукты обычно рассматриваются как горючие полезные ископаемые. Ниже мы совместно с каустобиолитами кратко рассмотрим нефть и горючие газы.

Особенно велико значение угля и нефти. Они являются основным источником энергии для большинства видов транспорта, для тепловых электростанций, без них невозможна выплавка черных металлов, они являются основным сырьем для многих отраслей химической промышленности и т. д.

По физическому объему и стоимости ежегодной добычи горючие полезные ископаемые стоят на первом месте среди всех видов минерального сырья.

Ископаемые угли

В настоящее время твердо установлено растительное происхождение ископаемых углей. Микроскопические исследования показали, что угли содержат те же составные части, что и торф. В кровле и подошве пластов угля часто встречаются остатки растений: корни, кора, стволы, листья.

В углеобразовании участвуют две группы растений: водоросли из группы низших растений и разнообразные высшие растения. Из первых образуются сапропелевые угли, встречающиеся сравнительно редко, и более распространенные горючие сланцы, из вторых получают гумусовые угли, составляющие основную массу ископаемых углей.

Образование ископаемых углей процесс длительный, его можно разделить на несколько стадий.

Первая стадия заключается в накоплении и разложении больших масс растительных остатков. При этом растительный материал может накапливаться или на месте произрастания, такой тип отложения исходного вещества называют *автохтонным*, или он может быть принесен ветром или чаще всего водой, этот тип отложения называется *аллохтонным*. Соответственно ископаемые угли бывают автохтонными и аллохтонными.

Накопившийся растительный материал (корни, стволы, листья и др.) подвергается разложению. Если разложение идет со свободным доступом кислорода, то происходит полное окисление органических остатков. Такой процесс называется *тлением*, он приводит к полному уничтожению углеродистых соединений. Когда процесс разложения идет с резко ограниченным доступом кислорода или совсем без него (например, на дне застойных озер, в торфяниках и т. п.), то за счет растительного вещества образуются твердые органические вещества, богатые углеродом. Эти вещества носят название гумусовых и являются основной составной частью торфов и многих разновидностей углей.

Органические вещества, которые трудно поддаются разложению (смолы, воски, наиболее устойчивые ткани растений — споры, пыльца, кутикула, кора и др.), почти без изменения сохраняются в торфах и ископаемых углях.

Вторая стадия заключается в обуглероживании торфов с образованием различных ископаемых углей. После того как залежь торфа перекрывается глинистой или песчано-глинистой кровлей, начинается интенсивная дегидратация торфа, т. е. потеря воды. Она сопровождается уплотнением торфа и дальнейшим изменением органических (гумусовых) веществ под действием главным образом биохимических процессов с участием бактерий. Если эти процессы шли при небольших температуре (не выше 60—70°) и давлении, то образуются *бурые угли*.

Бурый уголь отличается от торфа большей плотностью, значительно меньшей влажностью и почти полным отсутствием неразложившихся частей растений (за исключением смол, восков, спор и т. п.).

Химизм процесса обуглероживания сводится к увеличению содержания в буром угле углерода и уменьшению содержания кислорода (табл. 13).

Для образования каменного угля из бурого требуется большое давление и температура порядка 300°. Поэтому

каменный уголь образуется обычно при наличии мощной (сотни метров и более) кровли пород. Каменный уголь отличается от бурого еще более плотным сложением, отсутствием рыхлых или землистых разностей, черным цветом и отсутствием макроскопически различимых растительных остатков.

Т а б л и ц а 13

Среднее содержание (в %) основных элементов
в твердых каустобиолитах. По А. А. Гапееву

	С	Н	О	N
Древесина	50	6,0	43	1,0
Торф	59	6,0	33	2,0
Бурый уголь	69	5,5	25	До 0,8
Каменный уголь	82	5,0	13	До 0,8
Антрацит	95	2,5	2,5	Следы

Наиболее углефицированной разностью ископаемых углей является а н т р а ц и т, обладающий значительной твердостью (2—2,5), сильным металлоидным блеском и однородностью строения. По химическому составу он еще более богат углеродом, чем каменный уголь, и содержит незначительное количество кислорода (см. табл. 13).

Физические свойства. Наблюдается довольно четкая смена физических свойств углей от бурых к каменным и антрацитам.

Плотность зависит от характера минеральных примесей, т. е. количества и состава золы, но в общем увеличивается от торфа (0,7—0,8) к каменным углям (1,1—1,3) и достигает у антрацитов 1,5—1,6. При наличии большого количества минеральных примесей, например: глины (плотность 2,5), пирита (плотность 5,0) и других, плотность углей повышается.

Твердость возрастает от бурых углей (1—1,5) к каменным и антрациту (2—2,5).

Цвет углей различен. Для бурых характерно преобладание коричневых тонов, для каменных — черных, для антрацитов — серовато-черных с металлическим желтоватым оттенком. Более типичен цвет черты: бурый, для бурых углей, черный — для каменных и серо-черный — для антрацитов.

Блеск углей возрастает от бурых к антрацитам; вообще, чем сильнее обуглерожен уголь, тем сильнее его блеск. Среди каменных углей различают матовые и блестящие.

Для бурых углей наиболее типичен землистый и неровный излом, для каменных углей — крупно- и мелкозернистый, для антрацитов — зернистый и раковистый.

Петрографический состав. При изучении каменных углей под микроскопом видно, что они состоят из слабо просвечивающего или непросвечивающего органического вещества, так называемой

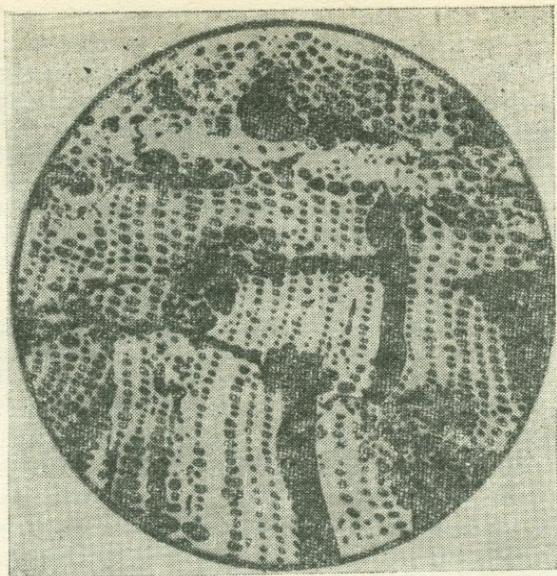


Рис. 232. Фюзен под микроскопом. Увел. в 800 раз

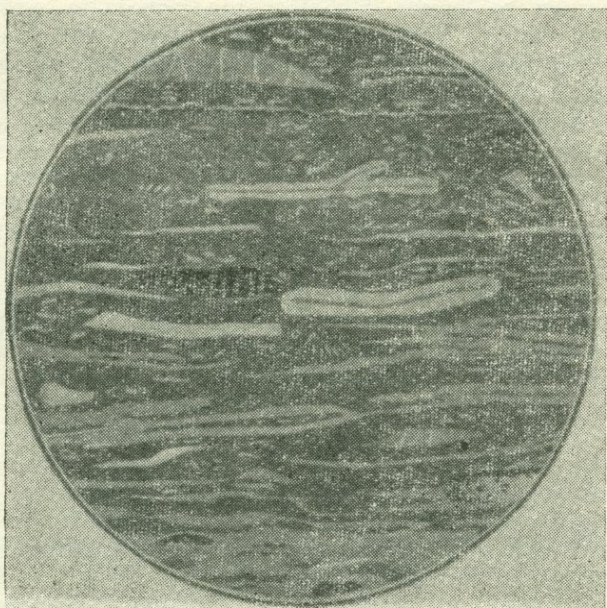


Рис. 233. Дюрен под микроскопом. Увел. в 500 раз

основной массы, и растительных остатков, сохранивших свое первоначальное строение — форменных элементов. К форменным элементам относятся остатки растений, сохранившие клеточную структуру, — *фюзен* (рис. 232), споры, пыльца, кутикула, смоляные тельца, мелкие линзочки или прослойки блестящего однородного вещества с раковистым изломом — *витрен*. Каменный уголь, бедный форменными элементами и сложенный почти одной основной массой, называется *блестящим*, или *клареновым*, углем. При наличии большого количества форменных элементов (кроме витрена) уголь будет *матовым* или *дюреновым* (рис. 233). Часто наблюдается чередование дюреновых и клареновых прослоев, в таком случае уголь будет полосчатым. Кроме органических веществ в состав углей входят различные неорганические образования: конкреции, обломки пород и т. д., обычно повышающие зольность углей.

Химические и технические свойства. Органическая масса углей состоит из углерода (60—90%), водорода (1—12%), кислорода (2—25%), азота (1—3%) и небольшого количества серы и фосфора. Последние два элемента являются вредными примесями. Кроме указанных элементов в углях встречаются Са, Mg, Al, Na, K и др. В некоторых углях встречаются уран, ванадий, германий, концентрация которых может достигать промышленной. Поэтому, кроме анализа на основные элементы (C, H, O, N, P, S), необходимо делать полные спектральные анализы для выявления редких и рассеянных элементов.

Для оценки качества углей химический анализ, несмотря на его важность, недостаточен; необходимо проводить и технический анализ, который состоит в определении теплоты сгорания, влаги, золы, летучих веществ и коксуетости углей.

Теплота сгорания характеризует энергетическую ценность угля. Ее определяют лабораторным способом путем сжигания навески угля в калориметрической бомбе или вычисляют по данным химического анализа. Величина ее колеблется у бурых углей 3500—6000 ккал/кг, каменных 6000—8500 ккал/кг, у антрацитов — около 8000 ккал/кг.

Влагу определяют нагреванием навески угля в сушильном шкафу до 105° и сравнением потери в весе с весом навески; это так называемая общая влага W^o .

Зола — смесь минеральных веществ, остающихся после сжигания угля. Масса золы меньше массы минеральных примесей в угле, так как часть последних выгорает, например: пирит FeS_2 при сжигании дает SO_2 , уходящий в воздух; гипс $Ca[SO_4] \cdot 2H_2O$ теряет кристаллизационную воду и т. д. Зольность определяют в процентах на абсолютно сухое вещество A^c . Она колеблется в широких пределах, от 2—3 до 40—50% и более. В промышленности по проценту зольности проводят границу между углями и углистыми сланцами; горную породу с зольностью ниже 40% называют углем, с зольностью выше 40% — углистым сланцем.

Влага и зола — негорючие составные части углей — представляют в угле так называемый балласт. За вычетом балласта остается горючая масса.

Летучие вещества образуются при нагревании угля до высоких температур (сотни градусов). При этом органическая масса выделяет газообразные и жидкие вещества, количество которых определяется в процентах к горючей массе. В среднем для бурых углей выход летучих веществ составляет 45—55%, для каменных — от 10 до 50%, для антрацита — не более 8%.

Коксовый остаток получается после удаления летучих веществ. Он может быть в виде порошка, слабо слипшегося порошка, спекшегося сплавленного кусочка, спекшегося вспученного кусочка и спекшегося сильно вспученного кусочка. Последние случаи свидетельствуют о коксемости угля, что является его чрезвычайно ценным свойством.

Условия и форма залегания. Угли залегают среди осадочных пород в виде пластов или пластообразных тел мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров. Осадочные породы, представленные преимущественно глинами и песками или глинистыми сланцами и песчаниками с подчиненными прослоями известняков и углей, носят название угленосных свит или толщ. В разрезах угленосных толщ нередко встречается большое количество пропластков и прослоев угля. Однако промышленную ценность имеют только пласты с определенной минимальной мощностью, которая называется рабочей мощностью пласта. Последняя зависит от вида угля и от района, например в Подмосковном бассейне для бурых углей рабочая мощность равна 1 м, в Донбассе для антрацитов 0,5 м, а для коксующихся углей 0,3 м, в Кузбассе для каменных углей 1 м и т. д.

Условия залегания углей зависят от условий залегания вмещающих пород. В районах, где угленосные отложения залегают почти горизонтально (Подмосковье, Правобережная Украина, Иркутский бассейн, Сибирская платформа и др.), пласты углей залегают также почти горизонтально. В районах, где угленосные отложения смяты в сложные складки (Донбасс, Кузбасс, Караганда, Сучан и др.), пласты угля могут падать под различными углами и, как правило, они разбиты сбросами и сдвигами. Поэтому при изучении угольных пластов в подобных районах очень важно тщательно определять элементы их залегания.

Возраст ископаемых углей может быть различным. Наиболее древние угли известны среди девонских отложений Южной Сибири (Барзасское месторождение), наиболее молодые бурые угли широко распространены на Западной Украине, в Закавказье, Средней Азии, на Дальнем Востоке и в других местах. На протяжении длительного отрезка истории Земли — с девонского до четвертичного времени — неоднократно шло накопление и образование ископаемых углей. Однако этот процесс был неравномерным: были периоды, когда происходило очень интенсивное накоп-

ление углей, и периоды, когда угленакопление почти совершенно отсутствовало.

На территории СССР максимальное угленакопление отмечается для каменноугольной, пермской, юрской и палеогеновой систем.

Характерно, что степень обуглероживания угля не зависит от возраста. Так, подмосковные угли относятся к бурым, а более молодые донецкие представлены каменными углями и антрацитами, меловые угли Сучанского бассейна относятся к каменным, а юрские угли Иркутского бассейна — к бурым и т. д. Значительно большую роль играет смятость угленосных толщ в складки. Как правило, угольные залежи в складчатых районах представлены каменными углями и антрацитами, а в районах с горизонтальным залеганием пород — бурыми углями. Наиболее крупные бассейны углей сосредоточены в азиатской части СССР. Это Ленский бассейн, находящийся в среднем течении р. Лены. Возраст угленакопления позднеюрский — меловой. Преобладают каменные угли, среди которых значительная часть относится к наиболее ценным — коксующимся. Тунгусский бассейн пермского возраста — расположен в западной части Сибирской платформы (в бассейнах правых притоков р. Енисея). Канско-Ачинский бассейн — западнее г. Красноярска, Кузнецкий бассейн служит основной энергетической базой для Южной Сибири, в первую очередь для ее черной металлургии. Там развиты каменные угли, значительная часть которых относится к коксующимся.

Большое значение для народного хозяйства нашей страны имеют ряд бассейнов, обладающих меньшими запасами, но расположенных в промышленно развитых областях, они дают основную массу добываемого угля в стране. Первое место по добыче угля в стране занимает Донбасс. Он служит важнейшей базой для тяжелой индустрии юга европейской части РСФСР и Украины. В Донбассе имеются угли всех марок от антрацитов до бурых, общие запасы которых определяются в 240 млрд. т. По возрасту угли Донбасса — каменноугольные. Особую ценность представляют коксующиеся угли, которые добываются в настоящее время даже с глубины более 1 км. Это старейший бассейн в нашей стране, за время существования угольной промышленности в нем добыто свыше 4 млрд. т угля.

Значительно меньшими запасами углей обладает Подмосковный бассейн бурых углей. Для тяжелой промышленности и энергетики Казахстана и Южного Урала очень большое значение имеют Карагандинский бассейн и Экибастузское месторождение в Павлодарской области.

Печорский угленосный бассейн расположен на северо-востоке европейской части СССР, большая его часть находится за Полярным кругом.

Кроме указанных, на территории СССР имеется несколько более мелких бассейнов и месторождений, расположенных в различных районах.

Торф

Торф образуется в результате накопления и разложения растительного материала. Основными местами формирования его являются торфяные болота. По положению в рельефе и по составу растительности выделяют болота низинные и верховые. Низинные болота располагаются в пониженных частях рельефа, отличаются пышной крупной растительностью (камыш, тростник и др.). В них сносятся значительные количества неорганического вещества (глинисто-илистый материал, соли), поэтому торф низинных болот отличается обычно высокой зольностью. Верховые болота образуются на плоских водоразделах; главнейшими торфообразователями здесь являются мелкие растения, прежде всего мхи (сфагнум, гипнум).

Сырой торф представляет собой полужидкую кашеобразную массу, содержащую до 85—90% воды. Сырой торф сушат, доводя содержание влаги до 25%, при этом происходит его усадка в 3—7 раз; такой торф называют воздушно-сухим. Теплотворная способность такого торфа колеблется обычно от 1500 до 4200 ккал/кг. В бедных золой торфах зольность не выше 5%, в средnezольных — до 10%, богатые золой торфы дают 10—50% золы. При зольности выше 25% торф считается плохим. Торф относится к местным топливным ресурсам. Запасы его в СССР очень большие. Разрабатывается он в Белоруссии, Калининской, Ивановской, Горьковской и других областях.

Горючие сланцы

Горючими сланцами называют сланцеватые глинистые или мергелистые породы, загорающиеся в тонких пластинках и горящие коптящим пламенем с характерным запахом битумов (нефти или керосина). Горючие сланцы залегают среди осадочных пород в виде пластов мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров и прослеживаются на десятки километров. Они обладают теплотворной способностью от 2000 до 3500 ккал/кг и могут быть использованы в качестве топлива на месте разработки, обычно на тепловых электростанциях. Основная ценность горючих сланцев состоит в том, что при нагревании до нескольких сотен градусов они выделяют жидкие и газообразные летучие вещества (деготь и газы), из которых получают нефтепродукты, а также ценные органические соединения, например, ихтиол, тиокреолин и др. Обычно выход летучих веществ в промышленно ценных горючих сланцах не ниже 10—12%. Запасы горючих сланцев в СССР очень велики (в Эстонии, Ленинградской области, Поволжье и на Украине). На базе эстонских горючих сланцев — кукерситов действует химический комбинат Кохтла-Ярве.

Нефть и горючие газы

Нефть представляет собой маслянистую жидкость желтовато-коричневого, темно-коричневого или черного цвета. Большинство нефтей легче воды, плотности их колеблются в пределах 0,75—

1,00; только некоторые густые асфальтовые нефти тонут в воде. Основными элементами, образующими нефть, являются углерод и водород. Отношение $C : H$ обычно колеблется в пределах 5,7—8,5. На долю других элементов, главным образом кислорода, азота и серы, приходится не более 1—2%. Водород и углерод в нефтях связаны в виде углеводородов, которые могут быть газообразными, жидкими и твердыми. За счет преобладания в составе нефти легких или тяжелых углеводородов меняются плотность, вязкость и цвет нефти. Нефти с плотностью до 0,900 называют легкими, а более 0,900 — тяжелыми.

Происхождение нефти до сих пор не вполне ясно, существуют различные гипотезы ее образования. Наиболее распространенной является теория нефтематеринских свит, сформулированная И. М. Губкиным и развитая впоследствии многими советскими учеными. Согласно этой теории, исходным материалом нефти является рассеянное органическое вещество растительного и животного происхождения, накапливающееся вместе с осадками в субаквальных условиях и подвергающееся разложению в условиях отсутствия кислорода. В процессе изменения органического вещества образуются газообразные и жидкие углеводороды, составляющие нефть, которые находятся в рассеянном состоянии среди глинисто-илистых материнских осадков. По мере образования нефть благодаря своей подвижности выжимается из материнских пород и перемещается (мигрирует) в пористые или трещиноватые породы, которые могут служить ее коллекторами. Таким образом, имеются нефтематеринские породы, в которых образовалась нефть, и нефтеносные или нефтемещающие породы, в которые мигрируют и где скапливаются нефть и газ.

Естественныеместилища для нефти и газа, внутри которых может происходить их циркуляция, называются природными резервуарами. Среди них выделяют три основных типа: 1) пластовые, 2) массивные и 3) литологически ограниченные неправильной формы.

Пластовые резервуары представляют собой пласт пористых, трещиноватых или кавернозных пород, хорошо проницаемых для нефти и воды; сверху и снизу данный пласт ограничивается плохопроницаемыми породами — флюидоупорами (рис. 234, а).

Массивные резервуары обычно сложены мощной толщей пород, являющихся коллекторами для нефти и газа и перекрытых глинистыми или другими плохопроницаемыми породами (рис. 234, б). Подобные резервуары, сложенные известняками и доломитами, характерны для области между Волгой и Уралом.

Литологически ограниченные резервуары неправильной формы распространены значительно реже, чем первые два типа. Обычно это линзообразные или гнездообразные тела проницаемых пород (песков, песчаников,

конгломератов) среди глин (рис. 234, в). Подобные резервуары известны на северо-западном Кавказе.

Для того чтобы нефть и газ могли скапливаться в природном резервуаре и образовывать промышленные залежи, требуются условия относительного равновесия жидкостей и газов, при которых дальнейшее движение их вверх практически прекращается. Такие условия могут создаваться только в определенных, благоприятных для этого природных резервуарах.

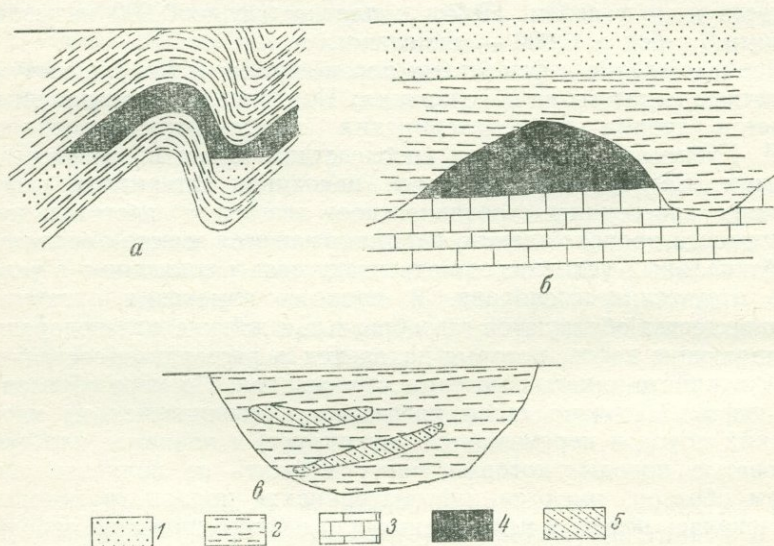


Рис. 234. Типы природных резервуаров:

а — пластовый резервуар, *б* — массивный резервуар, *в* — литологически ограниченные резервуары неправильной формы
1 — песок; 2 — глина; 3 — известняк; 4 — нефть; 5 — песчаные линзы с нефтью

Части природного резервуара, в которых образуются скопления нефти и газа, называются ловушками. Ловушки могут образовываться: 1) при наличии благоприятной структурной деформации — в антиклинальных складках (рис. 235, *а*) и в экранирующих разрывах (рис. 235, *б*); 2) при несогласном перекрытии коллектора плохо проницаемыми породами (рис. 235, *в*); 3) при изменении литологического состава коллектора (литологическое ограничение) и 4) при комбинации указанных факторов.

Внутри природного резервуара под действием гравитационных сил происходит отделение нефти от воды и газа (если последних не может полностью раствориться в нефти). В общем случае в верхней части залежи образуется газовая «шапка», ниже ее располагается нефть, которая в свою очередь замыкается водой. Последнее условие является обязательным для сохранения нефтяной залежи в пластовых и массивных резервуарах и необязательно для литологически ограниченных залежей. По своему составу залежь

может быть: 1) газовой-нефтяной (с газовой шапкой); 2) нефтяной (без газов) и 3) газовой (без нефти). Соответственно и месторождения бывают трех данных типов. Залежи нефти и газов могут быть приурочены к отложениям любого возраста. Известны, например, залежи нефти в рифейских и вендских отложениях Восточной Сибири, в кембрийских, ордовикских, девонских, каменноугольных и пермских отложениях восточной окраины Восточно-Европейской платформы, в мезозойских отложениях

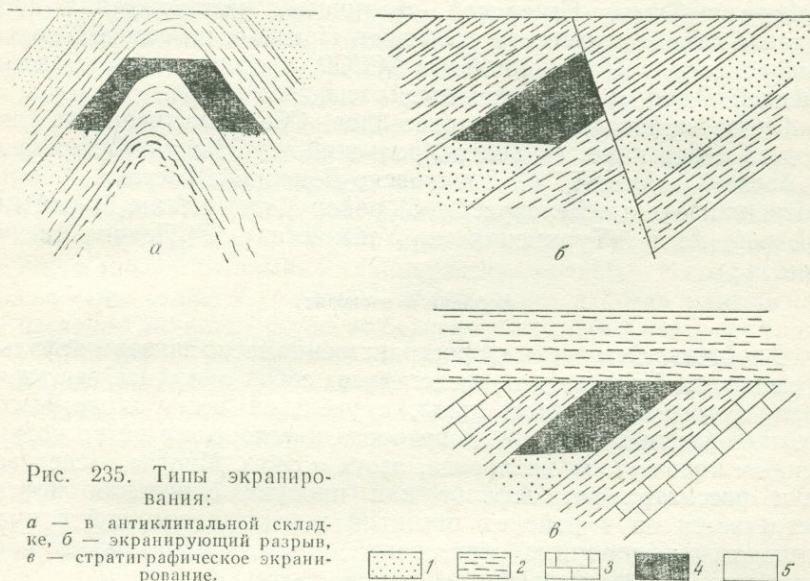
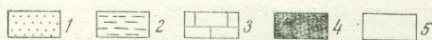


Рис. 235. Типы экранирования:

а — в антиклинальной складке, *б* — экранирующий разрыв, *в* — стратиграфическое экранирование.



Западной Сибири, Северного Кавказа и Эмбы, в палеогеновых и неогеновых отложениях Кавказа, Карпат, Средней Азии, Сахалина и т. д.

Структурные особенности района определяют тип нефтяных месторождений. В районах, где нефтеносные породы смяты в складки, типичными будут пластовые залежи в пластовых природных резервуарах. Особенно благоприятны для образования залежей антиклинальные складки. В районах с пологим или горизонтальным залеганием пород ведущими являются массивные залежи. В переходных участках наиболее благоприятными для образования нефтяных и газовых залежей будут пологие антиклинальные структуры — брахиантиклинали и купола. С крупными пологими куполами связаны месторождения природных горючих газов. Таковы Карпатские месторождения, месторождения Северного Кавказа, Апшеронского полуострова. Продолжением этой области на восток являются месторождения Западной Туркмении.

Месторождения нефти Волго-Уральской области приурочены к осадочным породам девонского и каменноугольного возраста, а также к рифогенным выступам палеозойских карбонатных пород, перекрытых глинистыми и глинисто-гипсовыми отложениями. Южнее, в северном Прикаспии, расположен Эмбенский бассейн, в котором широко развиты соляные купола с залежами нефти в сводовых частях.

За последние годы открыты, освоены и переданы для промышленной эксплуатации месторождения нефти и газа в Западной Сибири и Тимано-Печорской провинции, месторождения природного газа и конденсата в Среднем Приобье, на севере Тюменской области, в Якутской и Коми АССР, Архангельской области, Средней Азии и Прикаспийской впадине.

Среди нефтегазоносных бассейнов СССР важными являются следующие: 1) Волго-Уральский, 2) Западно-Сибирский, 3) Азово-Кубанский, 4) Днепровско-Донецкий бассейн. Нефть также найдена и в Белоруссии, 5) район Мангышлака, 6) районы Средней Азии (Туркмения и Узбекистан), 7) Ленско-Витимский.

Асфальт и озокерит

С нефтью генетически и пространственно тесно связаны асфальт и озокерит. А с ф а л ь т представляет собой аморфное вещество черно-бурого или черного цвета, с удельным весом около 1, состоящее главным образом из водорода и углерода с резко подчиненным количеством кислорода, азота и серы. Многие исследователи рассматривают асфальт как продукт окисления нефти. Встречается он в районах развития нефтяных залежей в виде жильных или натечных образований, а также пропитывает порнищаемые породы (песчаники, пески).

О з о к е р и т, или горный воск, также является продуктом изменения нефтей в поверхностной части земной коры. По внешнему виду он напоминает пчелиный воск, отличаясь обычно более темным цветом. По составу озокерит близок к нефти и содержит твердые, жидкие и газообразные углеводороды с преобладанием твердых. Плотность его 0,90—0,94. Горит ярким коптящим пламенем. Встречается озокерит, как и асфальт, в районах нефтяных месторождений; форма залежей такая же, как и у асфальта. В СССР находится крупнейшее в мире месторождение озокерита — Бориславское (Западная Украина), представляющее собой сложную жилу. Известен озокерит в Ферганской долине, в Майкопском районе, в Грузии и других районах.

Озокериты и асфальты являются хорошими диэлектриками, нерастворимы в воде, при сухой перегонке дают газообразные и жидкие углеводороды, смазочные масла и другие продукты. Благодаря этим свойствам они широко применяются в промышленности. Одновременное нахождение асфальта и озокерита является хорошим поисковым признаком на нефть.

Янтарь

Янтарь представляет собой затвердевшую смолу хвойных деревьев палеогенового возраста (25—30 млн. лет). Преимущественно это смола ископаемой ели, которая хорошо сохраняется в условиях накопления прибрежных песчаных осадков.

Янтарь — типичное органическое соединение, состоящее из углерода (79%), кислорода (10,5%) и водорода (10,5%). Химический состав его можно выразить формулой $C_{10}H_{16}O$. Аморфен.

Цвет янтаря желтый, желтовато-бурый, коричневый; может быть прозрачным или матовым. Нередко содержит включения листьев и насекомых. Твердость 2—2,5; плотность 1,05—1,10. Легко плавится; при горении издает приятный запах. Характерной особенностью является его электризация при трении о сукно.

В природе янтарь встречается в виде неправильных окатанных обломков и кусков среди песчаных или песчано-глинистых пород.

Крупные месторождения янтаря уже несколько веков разрабатываются на побережье Балтийского моря, где в настоящее время организована механизированная добыча его из песчаных пород (пос. Янтарный, Калининградская область). Находки янтаря известны также по берегам Белого моря и среди олигоценовых песчано-глинистых пород по берегам Днепра (в Киевской области).

Янтарь употребляется в качестве разнообразных поделок в ювелирном деле, а также идет на изготовление янтарной кислоты, янтарного лака, некоторых медицинских препаратов и реактивов. В электроприборах употребляется как изолятор.

Контрольные вопросы

1. Что такое каустобиолиты?
2. Какая разница между торфом, бурым углем и каменным углем?
3. Что такое форменные элементы в каменных углях?
4. Какие свойства ископаемых углей определяют при техническом анализе?
5. Перечислите и укажите на карте главнейшие угольные бассейны СССР.
6. Каков химический состав углей и нефтей?
7. Дайте характеристику горючих сланцев.
8. Какие породы называются нефтематеринскими и какие нефтемещающими?
9. Укажите на карте главнейшие месторождения нефти и газа СССР.
10. Какое значение имеют нефть, газ и угли для народного хозяйства?
11. Что такое озокерит и асфальт?
12. Охарактеризуйте янтарь.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Осадочные и магматические горные породы благодаря движениям земной коры могут подвергнуться воздействию высокой температуры, большого давления и различных газовых и водных растворов. Естественно, что при этом они начнут изменяться. Совокупность процессов, приводящих к изменению горных пород, называется метаморфизмом.

Метаморфизм горных пород зависит от следующих факторов: температуры, давления, состава пород и состава газовых и водных растворов, если они участвуют при метаморфизме.

Источниками тепла являются: 1) процессы радиоактивного распада элементов, 2) высокие температуры в связи с геотермическим градиентом и 3) близость расплавленных пород. Вероятно, второй и третий источники тепла также являются следствием радиоактивного распада. Давление вызывается тяжестью вышележащих пород и горообразовательными процессами.

Механизм метаморфических процессов заключается в обезвоживании, перекристаллизации и действии разнообразных метасоматических явлений.

Количество H_2O и CO_2 в процессе метаморфизма пород может существенно меняться. Если при этом содержание других компонентов породы не изменяется, то метаморфизм называется изохимическим, т. е. происходит обезвоживание и простая перекристаллизация пород.

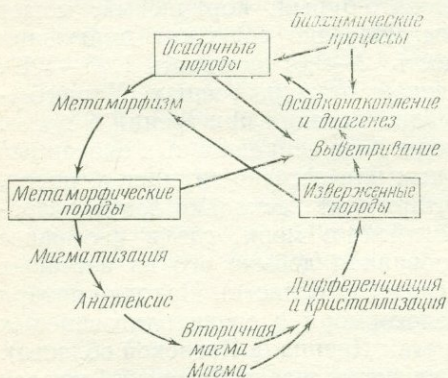


Рис. 236. Схема образования изверженных, осадочных и метаморфических горных пород

Если содержание химических элементов в процессе метаморфизма изменяется, то мы имеем дело с метасоматическими явлениями, с привнесением одних и выносом других элементов. Последнее особенно отчетливо проявляется при контактово-метасоматическом образовании скарнов, а также при ультраметаморфизме, в частности при гранитизации пород.

Общая схема образования изверженных, осадочных и метаморфических горных пород показана на рис. 236.

Виды метаморфизма

В зависимости от преобладания того или иного фактора различают несколько видов метаморфизма.

Термальный метаморфизм связан с изменением горных пород под влиянием температуры (обжиг, закалка, частичное изменение минерального состава и структуры — перекристаллизация).

Динамометаморфизм, или дислокационный метаморфизм, возникает при погружении горных пород на значительные глубины и при процессах складкообразования. В первом случае он связан с общим гидростатическим давлением вышележащих пород, во втором — с направленным давлением (стрессом).

Благодаря динамометаморфизму происходит изменение структуры и частично минерального состава.

Контактовый метаморфизм связан с воздействием внедряющихся магматических масс на вмещающие породы (температура, растворы). Если газовые и водные растворы действуют не только в зоне контакта, но и за ее пределами, говорят о пневматолитовом или гидротермальном метаморфизме. В этом случае метаморфические явления заключаются в метасоматической переработке горных пород с изменением их химического и минерального состава. Если растворы действуют вдоль трещин или жил, которые являются наиболее ослабленными и удобными для проникновения направлениями, то метаморфизм называют **околотрещинным**, или **околожилным**.

Региональный метаморфизм происходит на больших глубинах в результате совместного воздействия на горные породы высокой температуры, давления и послемагматических растворов.

Региональный метаморфизм захватывает обширные участки земной коры, включающие разнообразные горные породы. Явления регионального метаморфизма особенно распространены в древних и наиболее глубоко погруженных породах. Так, наиболее сильно метаморфизованные породы известны среди древних континентальных щитов (Фенноскандия, Алдан, Украинская плита, Канада, Индия, Австралия, Центральная Африка, Южная Америка и др.). Региональному метаморфизму подвержены и осевые части более молодых (например, палеозойских) горных хребтов, где обнажаются наиболее глубокие зоны геосинклиналей.

Как мы увидим ниже, представителями глубокометаморфизованных пород являются гнейсы. Среди них нередко можно видеть полосчатые гнейсы, строение которых обусловлено послойным внедрением гранитного или пегматитового материала. Это явление называют инъекцией, а процесс, связанный с этим явлением, — **инъекционным метаморфизмом**. В сущности он является одним из выражений регионального метаморфизма. Полагают, что благодаря большому количеству инъекций образуются сложные породы — мигматиты, их образование называется **мигматизацией**.

Крайняя степень метаморфизма заключается в частичном или полном расплавлении горных пород с образованием вторичной магмы. Эти процессы носят название **палингенеза**, или **анатексиса**.

Среди процессов глубинной метаморфической переработки большое значение имеют поднимающиеся газовые и жидкие растворы, приносящие щелочи и кремнезем и вызывающие метасоматоз и перекристаллизацию. Совокупность всех этих процессов ведет в конце концов к образованию пород типа гранита и называется **гранитизацией**. С процессом гранитизации свя-

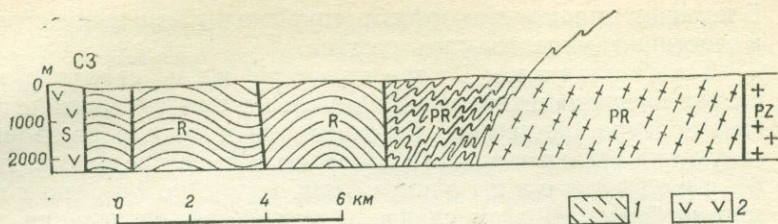


Рис. 237. Схематический разрез через Милысай

1 — осадочные и вулканические породы (C—D); 2 — диабазы, спилиты (S); 3 — интрузивные породы (PR); 4 — мигматиты, плагиогранито-гнейсы и плагиограниты (PZ)

зано образование своеобразных куполовидных структур, широко распространенных среди древних метаморфических толщ.

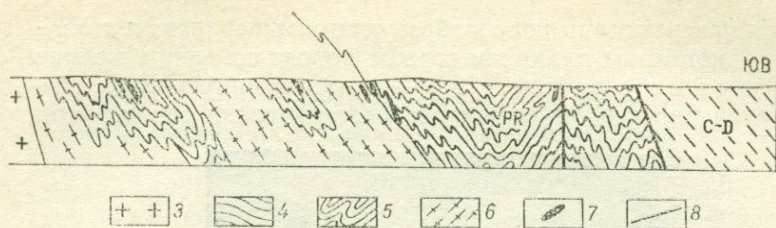
Большинство гранитных пород докембрийских щитов являются следствием гранитизации. Они занимают большие площади, нередко слоистые, полосчатые, имеют постепенные переходы к гнейсам и залегают среди них. Пример крупного гранитного массива, возникшего за счет гранитизации вмещающих гнейсов, приведен на рис. 237. Граниты более молодых горных сооружений возникли в результате внедрения магматического расплава, т. е. являются типичными магматическими породами. Гранитные тела имеют здесь сравнительно небольшие размеры, массивны, залегают среди различных, иногда слабо метаморфизованных пород и имеют интрузивные контакты. Нужно отметить, что и в этом случае магматический гранитный расплав, возможно, образуется в анатектической области, в результате плавления метаморфических пород на глубине и не является продуктом дифференциации, например, базальтовой магмы.

Существует еще один вид метаморфизма — регрессивный (ретроградный) метаморфизм, или диафорез. Он возникает в том случае, когда глубокометаморфизованные породы вследствие их поднятия к поверхности подвергаются воздействию более низкотемпературных процессов (например, карбонатизация и процесс образования гидроксилсодержащих минералов). Регрессивный метаморфизм происходит при более низких температурах и давлении, чем обычный прогрессивный метаморфизм.

Состав, текстуры и структуры метаморфических пород

Исходным материалом для образования метаморфических пород являются осадочные и магматические породы. Поэтому формы залегания метаморфических пород должны быть похожи на формы залегания этих пород.

В процессе метаморфизма порода может сильно изменить свой состав, но первоначально осадочные породы сохраняют пластовую форму, а магматические — форму интрузии или покровов. Этим иногда пользуются для распознавания происхождения метамор-



ский мигматит-плутон, Западный Казахстан.

живные граниты (PZ); 4 — кварциты, кристаллические сланцы (R); 5 — амфиболиты, (автохтонные) (PR); 7 — перматитовые жилы; 8 — тектонические нарушения

фических пород. Конечно, форма осадочных или магматических пород часто нарушается в результате сдвигания, разрывов и прочих нарушений, которые сопровождают явления метаморфизма. Если удастся установить происхождение метаморфической породы за счет осадочной, то ей дается название с приставкой «пара», если за счет магматической, — «орто» (например, парагнейсы и ортогнейсы).

Химический состав метаморфических пород разнообразен и зависит в первую очередь от состава исходных пород. Однако состав метаморфизованной породы может существенно измениться по сравнению с исходной под влиянием привносимых растворами веществ и метасоматических процессов.

Минеральный состав метаморфических пород также разнообразен, они могут состоять из одного минерала, например кварца (кварцит), кальцита (мрамор), или из многих сложных силикатов. Главные породообразующие минералы представлены кварцем, полевыми шпатами, слюдами, пироксенами и амфиболами. Наряду с ними присутствуют типично метаморфические минералы: гранаты, андалузит, дистен, силлиманит, кордиерит, скаполит и некоторые другие. Характерны, особенно для слабо метаморфизованных пород, тальк, хлориты, актинолит, эпидот, цоизит, карбонаты.

Среди минералов особенно распространены листоватые, чешуйчатые и пластинчатые, что связано с приспособлением их к условиям кристаллизации при сильном давлении. Это выражается прежде всего в развитии с л а н ц е в а т о с т и метаморфических пород. Сланцеватая текстура характеризуется тем, что породы распадаются на тонкие плитки или пластинки. Она является следствием расположения минералов плоскими поверхностями параллельно друг другу.

Из других текстур метаморфических пород различают: п о л о с ч а т у ю — проявляющуюся в чередовании различных по составу полос, образующихся при наследовании текстур осадочных пород или в результате инъекции; п я т н и с т у ю — при наличии в породе участков (пятен), отличающихся по составу, цвету, устойчивости к выветриванию; м а с с и в н у ю — при

отсутствии ориентировки породообразующих минералов; п л о щ а т у ю — когда под влиянием стресса порода собрана в мелкие складки; о ч к о в у ю (рис. 238) — представленную более или менее округлыми или овальными агрегатами среди сланцеватой

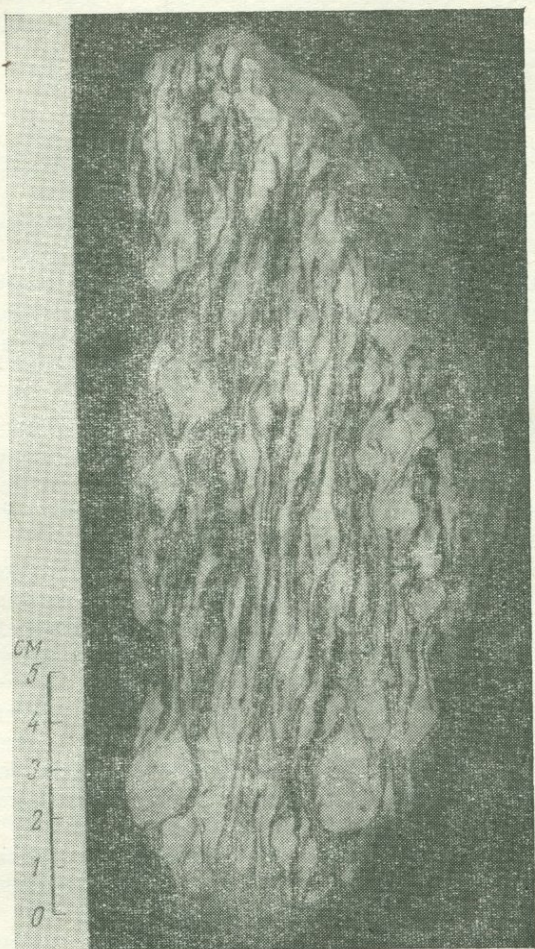


Рис. 238. Очковый гнейс. Енисейский кряж

массы породы; к а т а к л а с т и ч е с к у ю — отличающуюся раздроблением и деформацией минералов.

Структуры метаморфических пород возникают в процессе перекристаллизации в твердом состоянии, или кристаллобластеза. Такие структуры называются к р и с т а л л о б л а с т о в ы м и.

Итак, в процессе регионального метаморфизма породы приобретают п о л о с ч а т о с т ь, выражающуюся в чередовании

прослоев или полос пород, отличающихся содержанием главных породообразующих минералов, и кристаллизационную сланцеватость, обусловленную закономерной параллельной ориентировкой слюд — биотита и мусковита. Ориентировка последних одновременно плоскопараллельная и линейно-параллельная, так что на плоскостях сланцеватости отчетливо можно видеть линейность. При наличии в гнейсах порфиробластов полевого шпата последние также бывают ориентированы

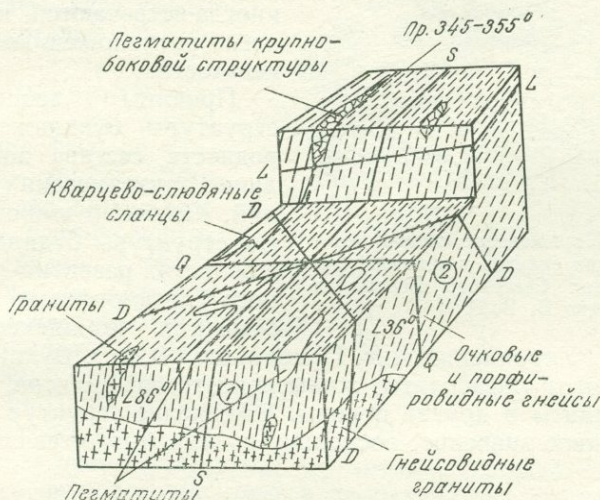


Рис. 239. Схема взаимоотношения главных тектурных элементов пород, систем трещин и положение пегматитовых жил. Енисейский край.

S, Q, D, L — трещины четырех систем, соответственно: продольные, поперечные, диагональные и пологие. Трещины S совпадают с направлением кристаллизационной сланцеватости и полосчатости пород.

1 — плоскость, в которой видно падение кристаллизационной сланцеватости, $< 86^\circ$ — угол падения; 2 — плоскость, в которой видна линейность, $< 36^\circ$ — угол погружения линейности

параллельно простирацию сланцеватости. На рис. 239 приведены схемы взаимоотношений главных тектурных элементов метаморфических пород, систем трещин и пегматитовых жил. Складчатые структуры метаморфических пород обычно бывают хорошо выражены, их видно в обнажениях. Однако в глубокометаморфических породах иногда наблюдается исчезновение следов поворота в замках складок, происходит сжатие складок, крылья их становятся параллельными, и складчатую структуру можно принять за параллельное залегание (рис. 240).

Рассматривая особенности строения метаморфических пород, необходимо отметить, что в результате тектонических деформаций возникают своеобразные структуры, которые носят название структуры будинажа. Будины представляют собой четковидные тела, более плотные и поэтому менее подверженные тектоническим воздействиям по сравнению с соседними более пласти-

ческими породами. Они образуют пережимы, утоняются в одних местах, образуют линзовидные тела, которые могут быть разорваны, и в последнем случае мы можем видеть цепочки отдельных будин (рис. 241). В. В. Белоусов употребляет для этих образований термин «тектоническое разлинзование». Будины обычно располагаются согласно с кристаллизационной сланцеватостью вмещающих их пород, последняя как бы «обтекает» будины, но иногда встречаются и будины, косо расположенные к сланцеватости.

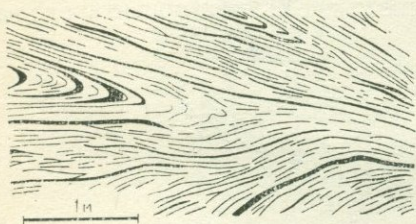


Рис. 240. Исчезновение следов поворота в замках складок в метаморфических породах Северного Беломорья (по В. В. Эзу)

(Карелия, Украинский щит, Прибайкалье и др.). Будинированию подвергаются амфиболиты, жилы пегматитов, аплитов, гранитоидов, кварциты и другие породы. Выявление структур будинажа имеет важное значение, поскольку с ними бывает связано оруденение.

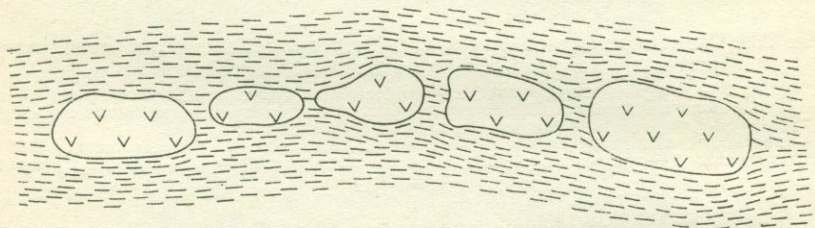


Рис. 241. Будины амфиболитов среди гнейсов. Побужье (по Г. В. Тохтуеву)

Классификация метаморфических пород

Продукты метаморфизма можно выделять по его видам, различая породы гидротермального, контактового, дислокационного и регионального метаморфизма. В недавнем прошлом большое распространение имели воззрения, согласно которым земная кора по интенсивности метаморфических явлений разделялась на три зоны. У. Грубенманн и С. Ван-Хайз, исключив область экзогенных процессов, выделяли:

1) э п и з о н у — верхнюю зону с умеренными температурами, небольшим общим давлением и значительным направленным давлением (стрессом); для этой зоны характерны глинистые и хло-

ритовые сланцы, а также другие сравнительно слабо метаморфизованные породы;

2) мезозону — среднюю зону, для которой характерны высокая температура, значительное общее и интенсивное направленное давление. За счет глинистых сланцев и филлитов в этой зоне развиваются различные кристаллические сланцы и гнейсы;

3) катазону — нижнюю зону с очень высокой температурой, высоким общим давлением и низким направленным давлением; для нее характерны гнейсы и некоторые другие породы.

Следует отметить, что такое разделение по зонам с учетом лишь фактора глубинности не может быть признано правильным. Оно не учитывает состава пород, влияния интрузий и тектонических процессов. Поэтому понятия эпизоны, мезозоны, катазоны указывают не столько на глубину формирования пород, сколько на степень их метаморфизма.

В настоящее время большинство геологов придерживаются классификации метаморфических пород по метаморфическим фациям, изучение которых проведено П. Эскола, Д. С. Коржинским, В. С. Соболевым, А. А. Маракушевым и другими учеными.

Метаморфические фации выделяются на основании изучения парагенезисов минералов, которые представляют собой системы, достигшие равновесия при определенных P — T -условиях. Таким образом, метаморфическая фация — группа пород, минеральные парагенезисы которых отображают более или менее сходные P — T -условия метаморфизма.

По мере изменения P — T -условий выделяются следующие главнейшие фации (рис. 242):

- 1) фация зеленых сланцев;
- 2) эпидот-амфиболитовая фация;
- 3) амфиболитовая фация;
- 4) гранулитовая фация.

Фации различаются по нахождению «критических» минералов или минеральных ассоциаций, возможных только в одной определенной фации и не характерных для других. Так, фация зеленых сланцев охватывает низкотемпературную область регионального метаморфизма, для нее обычны следующие парагенезисы: хлорит—

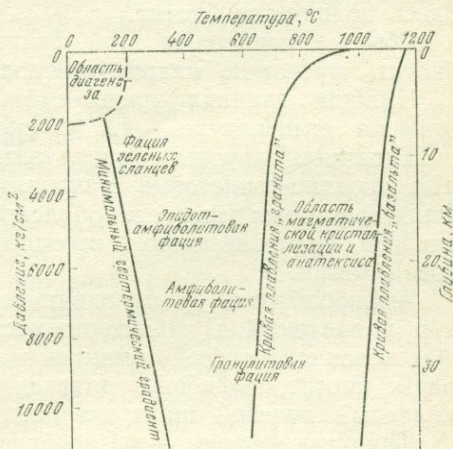


Рис. 242. Основные метаморфические фации в зависимости от температуры и давления (по Б. Мейсону)

кальцит—кварц; кварц—альбит—мусковит—хлорит; мусковит—хлорит—актинолит и др.

Типичные породы — различные «зеленые» сланцы, метапесчаники, метаэффузивы и др. Породы зеленосланцевой фации широко распространены в фанерозойских складчатых областях Кавказа, Кавказ, Тянь-Шаня, Урала и других районов.

Эпидот-амфиболитовая фация отвечает более высоким температурам, для которых хлорит является «запрещенным» минералом. Здесь появляется биотит.

Обычные минералы этой фации: роговая обманка, эпидот, биотит, мусковит, кварц, ставролит, хлоритоид.

Нижняя граница эпидот-амфиболитовой фации, возможно, отвечает температуре $\sim 400^{\circ}\text{C}$ (образование биотита).

Типичные породы — андалузитовые, мусковитовые, слюдяные, слюдяно-гранатовые, ставролитовые, сланцы и многие гнейсы. Они характерны для тех же областей, что и породы фации зеленых сланцев, но также широко ассоциируют и с породами амфиболитовой фации.

Амфиболитовая фация охватывает большую область температур и давлений и характеризуется критическими минералами: обыкновенной роговой обманкой и плагиоклазом. Обычные минералы: биотит, амфиболы, плагиоклазы, альмандин, силлиманит, калиевый полевой шпат, кварц.

Типичные породы — разнообразные гнейсы (биотитовые, силлиманитовые и др.) и амфиболиты.

Распространение пород амфиболитовой фации очень широкое, они характерны для антиклинальных зон и поднятий складчатых областей и срединных массивов палеозойских структур, а также для всех древних щитов.

Гранулитовая фация характеризует наиболее высокие давления и температуры. Она является «сухой» фацией (среди пород этой фации нет гидроксилсодержащих минералов — роговой обманки, мусковита, биотита). Обычные минералы: пироксены ромбические и моноклинные, гранат, плагиоклаз, ортоклаз, кварц, силлиманит. «Запрещены», кроме роговой обманки и слюд, также эпидот, андалузит, ставролит.

Типичные породы — пироксеновые, двупироксеновые гнейсы, гранулиты. Подобные породы распространены в областях докембрийских щитов (Украинский, Балтийский, Алданский, Анабарский) и фундаменте Восточно-Европейской платформы.

Среди метаморфических фаций нередко выделяются субфации (мы их не рассматриваем).

Кроме отмеченных выше фаций, характерных для регионального метаморфизма, В. С. Соболевым и Н. Л. Добрецовым выделяются также метаморфические фации высоких давлений. К ним относятся, например, фация дистеновых гнейсов и сланцев и фация эклогитов. Первая образует как узкие зоны, связанные с глубинными разломами, так и широкие поля высокотемператур-

ного метаморфизма, сложенные дистеновыми сланцами и гнейсами (например, по южному обрамлению Сибирской платформы). Эклогитовая фация характеризуется парагенезисом граната, пироксена (и рутила) и отвечает наиболее высокотемпературной области высоких давлений. Эклогитовые породы типичны для наиболее глубоких зон метаморфизма и известны на Северном и Южном Урале, в Казахстане и Якутии. Полагают, что эклогитовые породы, или эклогитовый слой, характерны для оболочки, подстилающей земную кору (для верхних частей мантии).

ОПИСАНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Термальный метаморфизм как изменение пород только под влиянием высокой температуры проявляется локально. Он вызывает в контактах интрузий мраморизацию известняков, ороговивание песчано-глинистых пород и также изменение в ксенолитах внутри интрузивных тел. Продукты термального метаморфизма по существу совпадают с продуктами контактового метаморфизма без привноса вещества. Это в основном р о г о в и к и — породы, представляющие собой измененные в контакте с интрузией глинистые сланцы, перешедшие в плотные мелкозернистые породы роговиковой структуры. Перекристаллизация пород происходит в твердом состоянии. Распознаются роговики по близкому соседству с магматическими породами (поэтому их часто называют контактовыми роговиками) и по переходам по мере удаления от контактов в пятнистые и узловатые сланцы. Последние представляют собой частично перекристаллизованные глинистые породы, в которых углистое вещество и некоторые минералы скапливаются в отдельных местах, образуя пятна. Среди роговиков можно отметить биотитовые, андалузитовые, андалузит-плагноклаз-кордиеритовые и другие разновидности.

Продукты динамометаморфизма или дислокационного метаморфизма в «чистом виде» вызывают появление катаклазитов и при полном перетирании пород милонитов. Эти породы возникают в зонах разрывных тектонических нарушений и в зонах дробления. К а т а к л а з и т ы представляют собой раздробленные вследствие стресса породы. Дроблению и деформациям подвержены не только участки породы, но и слагающие ее минералы. При разрывных нарушениях горные породы, помимо раздробления, перетираются при перемещении вдоль нарушений и при этом уплотняются. Благодаря этому образуются тонкоперетертые плотные породы — м и л о н и т ы. В отличие от катаклазитов для милонитов характерна большая степень дробления материала. Милониты встречаются в зонах разломов, сбросов, надвигов и других дизъюнктивных нарушений. Зоны меланжа, т. е. раздробленных смешанных пород, очень характерны для контактов ультрабазитов (например, на Южном Урале). Раздробленные породы нередко залечиваются новообразованными минералами, происходит окварцевание пород и другие изменения.

Продуктами простого контактового метаморфизма являются отмеченные выше роговики, называемые силикатными. В результате контактово-метасоматических процессов образуются скарны. Скарны и породы гидротермального и пневматолитового метаморфизма (грейзены) были охарактеризованы выше, при описании процессов минералообразования. Примером более низкотемпературных околожильных изменений, чем процесс грейзенизации, является образование березитов и лиственитов. **Березиты** — кварц-серицитовые породы, возникшие за счет гидротермально-метасоматического околожильного изменения гранит-порфиров. Образование серицита и кварца за счет разложения полевых шпатов происходит одновременно с пиритизацией пород. С березитами связаны золотоносные кварцевые жилы. **Листвениты** — продукты гидротермального изменения основных пород и серпентинитов, происхождение их часто обязано контактовому взаимодействию серпентинитов с мраморами. Листвениты представляют собой зернистые породы светло- или ярко-зеленого цвета, состоящие из кварца, карбоната, ярко-зеленого фуксита (хром-содержащая разновидность мусковита) и хлорита. Березиты и листвениты развиты на Березовском золоторудном месторождении на Урале и на некоторых других месторождениях золота.

Серпентиниты, или змеевики, также являющиеся продуктами гидротермального метаморфизма пород, были рассмотрены при описании ультраосновных пород.

Однако большинство метаморфических пород образовалось в результате совместного воздействия на породы высокой температуры и прогрессирующего (усиливающегося) давления. Так, по мере усиления метаморфизма возникают породы различных метаморфических фаций. Ниже приводится описание наиболее распространенных пород, образовавшихся в результате регионального метаморфизма (от менее метаморфизованных к более метаморфизованным).

Глинистые сланцы представляют начальную стадию метаморфизма глинистых пород. В них хорошо выражена сланцеватость, они легко раскалываются на плитки. Цвет глинистых сланцев серо-зеленый, серый, бурый до черного. В воде не размокают.

Глинистые сланцы частично состоят из глинистых минералов, частично из новообразований кварца, серицита, биотита, хлорита и др. Часто присутствует углистое вещество.

Филлиты — несколько сильнее метаморфизованные глинистые породы. Они полнокристаллические, тонкосланцевые. Цвет их очень разнообразен: зеленоватый, серый, черный. Филлиты состоят из серицита, хлорита, биотита, кварца и полевого шпата, причем наибольшее распространение имеют серицит и кварц. Плоскости сланцеватости благодаря развитию тонких чешуек серицита имеют шелковистый блеск. Иногда филлиты содержат вкрапленность пирита, граната, андалузита (хиастолита). По сравнению с глинистыми сланцами филлиты более плотные породы.

Филлиты так же, как и глинистые сланцы, особенно широко распространены в молодых складчатых сооружениях (Кавказ, Карпаты, Средняя Азия и др.).

Разновидности филлитов и глинистых сланцев, хорошо раскалывающиеся на тонкие и ровные плитки, называются **к р о в е л ь - н ы м и с л а н ц а м и**. Они плотны, вязки, водонепроницаемы. Благодаря этим свойствам кровельные сланцы служат хорошим строительным материалом для покрытия зданий. Месторождения таких сланцев известны на Кавказе.

К породам метаморфической фации зеленых сланцев относятся широко распространенные тальковые, хлоритовые, серицитовые, актинолитовые и другие сланцы. В зависимости от преобладания тех или иных минералов выделяют хлорит-актинолитовые, тальк-хлоритовые, хлорит-эпидотовые, кварц-альбит-мусковит-хлоритовые и прочие разновидности. Они образуются за счет пелитовых пород, песчаников, в том числе и туфогенных, и вулканических пород. Они широко распространены в складчатых областях многих регионов, в частности на Урале.

Хлоритовые сланцы представляют собой сланцеватые или чешуйчатые породы, состоящие преимущественно из хлорита, а также актинолита, талька, слюды, эпидота, кварца и других минералов. Цвет их зеленый, на ощупь жирные, твердость небольшая. Хлоритовые сланцы часто содержат магнетит в виде хорошо образованных кристаллов (октаэдров).

Тальковые сланцы состоят в основном из мелких гибких листочков талька. Цвет их белый, серый, зеленоватый; царапаются ногтем. В зависимости от состава выделяют несколько разновидностей. Почти чистые тальковые сланцы называются тальковым камнем, последний широко применяется как хороший огнеупорный и кислотоупорный материал. Месторождения его известны на Урале.

Тальковые и хлоритовые сланцы произошли в результате метаморфизма основных магматических пород и порфириров. Аналогичные породы образуются также при гидротермальной переработке этих пород и серпентинитов. Среди отмеченных пород часто присутствует карбонат кальция, сланцы в этом случае называются известково-хлоритовыми, тальково-карбонатными и т. п.

Кристаллические сланцы — более глубокометаморфизованные сланцеватые породы. Все кристаллические сланцы — зернистые породы; глинистые минералы, серицит, хлорит и многие другие минералы в них перекристаллизованы, так как в условиях более значительных давлений и высоких температур все эти минералы оказались неустойчивыми.

Кристаллические сланцы характеризуются сланцеватостью, нередко пloidчатостью. Некоторые минералы в них (слюды, дистен) ориентированы в одном направлении, перпендикулярно к действию стресса.

Породообразующими минералами кристаллических сланцев являются слюды (мусковит, биотит), кварц, гранат (альмандин), дистен, графит и др.

Наиболее распространены слюдяные кристаллические сланцы. Они состоят из слюды и кварца. Если присутствует мусковит, они носят название мусковитовых сланцев, если слюда представлена биотитом — биотитовых. При одновременном присутствии биотита и мусковита сланцы называются двуслюдяными.

Кроме слюд в кристаллических сланцах часто присутствуют изометричные зерна граната красного или красновато-фиолетового цвета (альмандина). В этом случае сланцы называются слюдяно-гранатовыми или гранато-слюдяными. Иногда породу переполняет дистен, который в виде голубых шестоватых кристаллов хорошо виден на общем сером фоне породы. Это дистеновые, слюдяно-дистеновые и прочие разновидности дистеновых кристаллических сланцев. Чисто дистеновые сланцы, прослои которых иногда достигают более 2 м мощности, могут служить ценным керамическим сырьем для огнеупорных или кислотоупорных изделий.

Распространение кристаллических сланцев очень широкое. Ими в значительной мере представлены докембрийские породы в Восточной Сибири (Енисейский кряж, Саяны, Забайкалье, Алдан, Витимское нагорье), в Карелии, на Кольском полуострове, Украине. Они также характерны для глубоких зон более молодых геосинклиналей и встречаются в Средней Азии, Казахстане, на Алтае, Урале и Центральном Кавказе. Богатые дистенсодержащие сланцы известны в Патомском нагорье и Мамско-Чуйском районе в Восточной Сибири и в Карелии.

Среди кристаллических сланцев, иногда переслаиваясь с ними, залегают амфиболиты, мраморы, кварциты, характерные примерно для тех же метаморфических фаций.

Амфиболиты — плотные или сланцеватые породы, состоящие в основном из роговой обманки и полевого шпата (плаггиоклаза), кроме того, в них могут присутствовать кварц, эпидот, гранат и другие минералы. Цвет амфиболитов серо-зеленый, зеленый до темно-зеленого, почти черного.

По происхождению различают ортоамфиболиты и параамфиболиты. Первые образуются за счет основных и средних магматических пород и имеют нередко жильную форму залегания (например, при метаморфизме диабазовых даек). Параамфиболиты могут образоваться при метаморфизме осадочных пород, в частности магnezияльных мергелей. В подавляющем большинстве случаев по геологическим и геохимическим признакам удается установить первично магматическое происхождение амфиболитов (образуются при метаморфизме основных эффузивов и зеленокаменных пород). Амфиболиты распространены в Карелии, на Кольском полуострове, на Урале, в Восточном Саяне и во многих других местах Восточной Сибири.

Амфиболиты, кварциты и гнейсы являются типичными породами амфиболитовой фации метаморфизма.

Кварциты представляют собой массивные плотные зернистые породы, состоящие главным образом из кварца. Они очень прочны и отличаются большой твердостью и сопротивляемостью выветриванию. Цвет кварцитов преимущественно серый. Образование их связано с метаморфизмом кварцевых песчаников.

Кварциты применяются в основном как сырье для производства огнеупорного кирпича — динаса. В этом случае они должны быть чистыми и содержать 96—99% SiO_2 . Большое значение кварциты имеют как прочный облицовочный материал. Широко известны кварциты Карелии, например, шокшинские кварциты, добываемые близ Шокши (к югу от Петрозаводска). Они имеют темно-красный цвет и очень красивы в полировке. Шокшинским кварцитом облицована верхняя часть Мавзолея В. И. Ленина в Москве. Также очень красив розовый бело-рецкий кварцит, разрабатывающийся на Алтае.

Очень важны в промышленном отношении железистые кварциты, представляющие собой кварцитовые породы, в изобилии содержащие мелкую вкрапленность гематита и магнетита. Иногда они содержат целые прослои гематита.

Железистые кварциты являются первоклассной железной рудой. Они разрабатываются на месторождениях Кривого Рога на Украине. Железистые кварциты (джеспилиты) Кривого Рога представляют собой тонкослоистые полосчатые породы темно-красного цвета. Возраст их докембрийский. В отличие от криво-

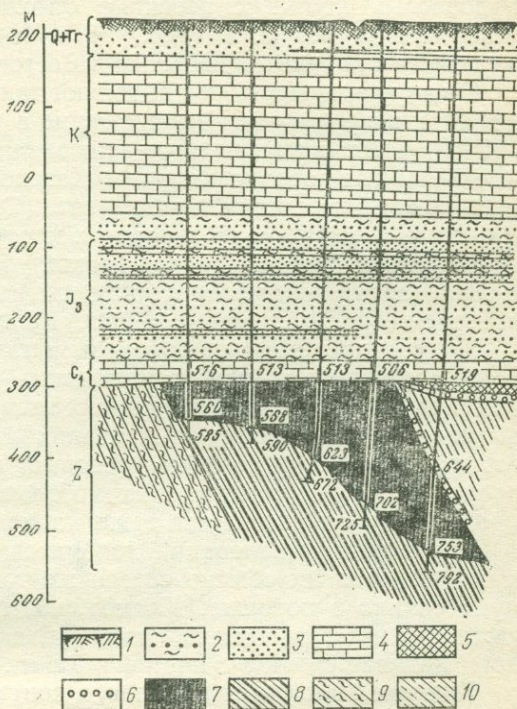


Рис. 243. Геологический разрез Яковлевского железорудного месторождения железистых кварцитов. Белгородский железорудный район КМА (по С. И. Чайкину)

1 — почвенно-растительный слой и суглинки; 2 — пески, глины; 3 — песчаники; 4 — мел, мергели, известняки; 5 — руда переотложенная; 6 — бокситы; 7 — богатая руда; 8 — железистые кварциты; 9 — кварц-слюдистые микросланцы; 10 — кварц-графит-биотитовые микросланцы

рожских железистые кварциты Курской магнитной аномалии содержат в большем количестве магнетит, чем гематит (магнетитовые кварциты). Архейские породы фундамента представлены гнейсами, гранитами, мигматитами. Железистые кварциты, слюдястые и филлитовидные сланцы принадлежат к протерозою. Рудоносный комплекс перекрыт отложениями палеозойского и мезозойского возраста (рис. 243). Небольшие месторождения железистых кварцитов известны в Восточном Саяне и Забайкалье.

Среди кварцевых пород выделяют так называемые вторичные кварциты, возникающие в результате гидротермальной переработки кислых и средних магматических пород. Вторичные кварциты распространены в Казахстане, где с ними связаны месторождения корунда и андалузита (Семиз-Бугу), а также золоторудные и медно-молибденовые месторождения.

Кварциты как сырье для металлургии (формовочные смеси и теплоизоляционные вкладыши) добываются на Урале, Украине и известны в Муезерском районе Карелии.

Мрамор представляет собой зернистую метаморфическую породу, состоящую из одного минерала — кальцита. По крупности зерна выделяют мелко-, средне- и крупнозернистые мраморы. Они образуются при перекристаллизации известняков. Цвет белый, встречаются также голубые, розовые, полосчатые, пятнистые и прочие мраморы; твердость их небольшая. С разбавленной HCl мраморы бурно реагируют даже на холоде.

При перекристаллизации доломитов образуются доломитовые мраморы, цвет их обычно слегка желтоватый. С HCl они реагируют только в порошке. Мрамор, содержащий небольшое количество граната, пироксена, шпинели, а иногда и других минералов, называется кальцифиром.

Как уже было отмечено выше, в контактах мраморов с гранитоидами нередко образуются ценные в промышленном отношении контактово-метасоматические породы — скарны. Мрамор является прекрасным облицовочным и электроизоляционным материалом. Белые, тонкозернистые однородные мраморы — лучший материал для скульптурных работ. В СССР мраморы широко распространены на Урале (Коелгинское, Прохоро-Баландинское и другие месторождения). Белый или серовато-белый теплых оттенков коелгинский мрамор знаменит: плитами из него облицованы Дворец съездов в Кремле, ленинский Мемориал в Ульяновске, станции Московского, Ленинградского, Киевского и Тбилисского метро, новое здание Государственной картинной галереи в Москве. Мраморы известны также в Грузии и Армении (цветные мраморы), в Средней Азии (Газганское), в Карелии около Петрозаводска. Мраморы и мраморизованные известняки развиты в древних метаморфических породах Сибири, на Алтае и других местах. В Саянах недавно открыто и разведано крупное в стране Кибик-Кордонское месторождение мрамора. За границей лучшие мраморы находятся в Греции и Италии (Каррара).

Гнейсы — глубокометаморфизованные породы, характеризующиеся более или менее отчетливым сланцеватым строением (рис. 244). Состоят они из кварца, полевого шпата и цветных минералов. Наиболее распространены биотитовые и роговообманковые гнейсы. В гнейсах часто присутствуют мусковит, пироксен, гранат, ставролит, силлиманит, кордиерит, дистен, графит и другие минералы. По наличию того или иного минерала выделяют гранатовые, силлиманитовые, ставролитовые, кордиеритовые, гра-



Рис. 244. Обнажение гнейсов. Алданский щит

фитовые, гранат-ставролитовые, гранат-кордиеритовые и прочие гнейсы.

Для гнейсов типична полосчатая текстура, вызванная чередованием полос светлых (полевые шпаты, кварц) и темных минералов (биотит). В этом их главное внешнее отличие от гранитов, на которые они очень похожи. В некоторых гнейсах присутствуют крупные кристаллы полевого шпата среди более мелкозернистой массы (очковые гнейсы).

Гнейсы характерны для амфиболитовой и гранулитовой метаморфических фаций. Они могут образоваться при метаморфизме осадочных (парагнейсы) и изверженных (ортогнейсы) пород.

Между гнейсами и гранитами существуют взаимные переходы, связанные с процессами гранитизации. Промежуточные породы, в которых в той или иной степени выражена полосчатая текстура, называются **г р а н и т о - г н е й с а м и**.

Гнейсы, как условно полагают, связанные с инъекцией магматического, обычно гранитного материала, называются *и н ъ е к - ц и о н н ы м и* (рис. 245). Они отличаются грубой полосчатостью,



Рис. 245. Инъекционный гранато-биотитовый гнейс. Карелия

иногда пятнисты и зональны. Близкими к ним породами являются *мигматиты*, происхождение которых достоверно не выяснено: либо они произошли вследствие обильного внедрения кварц-полевошпатового материала вдоль плоскостей сланцеватости, либо образовались при метаморфизме литологически разнородного материала, смятого в складки (рис. 246). Вторая точка зрения более

вероятна. Возможно, при раздельном плавлении разнородного материала в зоне ультраметаморфизма первым плавился наиболее легкоплавкий сиалический материал, отвечающий по составу гранитам. Этот расплавленный материал при последующей консолидации, вероятно, и создал прерывистые, иногда причудливые

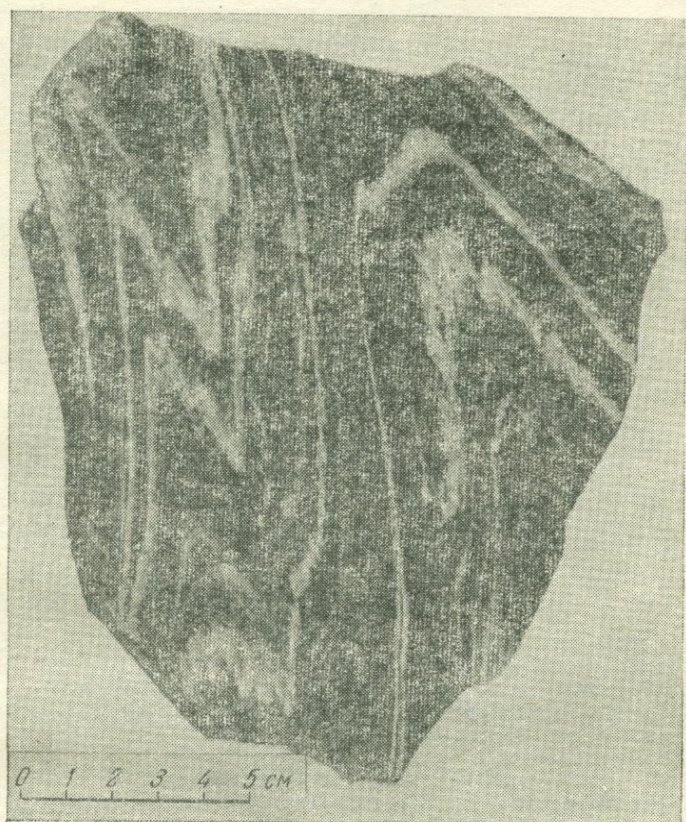


Рис. 246. Мигматит. Мугоджары

прослой и жилы гранитового или пегматитового состава — мигматиты.

Возникающий в результате анатексиса легкоплавкий силикатный расплав — мобилизат обычно бывает приурочен к наиболее ослабленным зонам пород — к замкам складок.

Для областей распространения гнейсов и мигматитов бывают характерны птигматиты — тонкие сильно изогнутые прожилки аплитового состава (рис. 247).

Гнейсы широко распространены среди древних метаморфических пород. Ими сложены значительные площади в Восточной Сибири и Карелии. Вместе с кристаллическими сланцами они распространены на Урале, Украине, в Средней Азии и других местах. Кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы представлен в основном гнейсами.

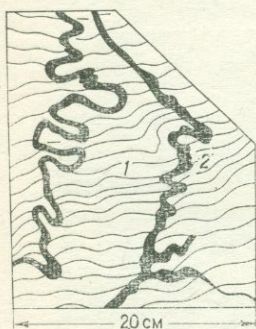


Рис. 247. Птигматитовые жилки аплита в гнейсах. Приднестровье (по Н. П. Семененко).
1 — гнейс, 2 — аплит

Гнейсы применяются как строительный материал (щебень, бутовый камень), но уступают по прочности гранитам, так как более легко выветриваются.

Гранулиты — глубокометаморфизованные мелкозернистые светлые породы кварц-полевошпатового состава, часто с гранатом. Сланцеваты или массивны, нередко содержат графит. Гранулиты образуются главным образом за счет аркозовых и других песчаников. Характерны для докембрийских метаморфических толщ Карелии, Алдана и других районов.

Эклогиты типичны для глубоких зон метаморфизма. Состоят из зеленого пироксена (омфацита) и граната. Эклогиты образуются в безводных условиях на большой глубине и при высоком давлении за счет пород типа габбро (?). Встречаются редко. Известны на Полярном и Южном Урале.

Контрольные вопросы

1. Что такое метаморфизм?
2. Каковы главные факторы метаморфизма?
3. В чем заключается механизм метаморфических процессов?
4. Какие виды метаморфизма обычно выделяют?
5. Какой метаморфизм называется региональным?
6. В чем заключается процесс гранитизации?
7. Какие формы залегания имеют метаморфические породы?
8. Какие метаморфические породы называются парагнейсами и ортогнейсами?
9. Какие минералы характерны для метаморфических пород?
10. В чем выражается сланцеватость метаморфических пород?
11. Какие текстуры и структуры характерны для метаморфических пород?
12. Как классифицируются метаморфические породы?
13. На каком основании выделяются метаморфические фации? Назовите главнейшие из них?
14. Что такое филлиты?
15. Какие породы относят к кристаллическим сланцам? Распространенность и минеральный состав кристаллических сланцев.
16. Охарактеризуйте амфиболиты и кварциты.
17. Каково практическое значение кварцитов (в том числе железистых кварцитов)?
18. Что такое мрамор? Практическое значение и месторождения мраморов.
19. Дайте характеристику гнейсов. Каковы их минеральный состав и распространенность?
20. Какие гнейсы называются инъекционными?

21. В чем отличие гнейсов от гранитов?
22. Что такое мигматиты?
23. Какие породы могут образоваться при разрывных тектонических нарушениях?

ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ГОРНЫХ ПОРОД

Все известные методы датирования геологических явлений и образования горных пород были до сравнительно недавнего времени относительными. Так, наиболее распространенный метод, стратиграфический, основан на принципе перекрывания одних слоев и пачек осадочных пород другими, — отсюда мы узнаем последовательность осадкообразования. В связи с развитием органического мира в различных осадках встречаются остатки различных представителей растительного и животного царства, отражающие их эволюцию. На основании этих двух фактов была выработана стратиграфическая шкала, самой крупной единицей которой является эра. Всего выделяется пять эр:

1) археозойская, или архейская (от древнегреческих слов: «архе» — начало и «зое» — жизнь), — эра начала жизни;

2) протерозойская (от «протерос» — первый) — эра первичной жизни;

3) палеозойская (от «паляйос» — древний) — эра древней жизни;

4) мезозойская (от «мезос» — средний) — эра средней жизни;

5) кайнозойская (от «кайнос» — новый) — эра новой жизни.

В свою очередь эры разделены на периоды, а периоды — на эпохи.

Как уже отмечалось, эта стратиграфическая шкала является относительной: она указывает лишь на последовательность образования горных пород и развитие органического мира. Стратиграфическая шкала наиболее близка к реальной только для наиболее поздних геологических явлений. К таковым относятся ледниковые отложения Северной Европы. Изучение озерных осадков, так называемых ленточных глин, позволило довольно точно установить возраст оледенения. Чередование тонких прослоев глинистых и песчаных частиц соответствует зимнему и летнему периодам. Таким образом, подсчитано, что Валдайское оледенение на северо-западе СССР началось около 90 тыс. лет тому назад. Однако по мере изучения все более древних осадочных отложений такой способ становится все менее и менее совершенным в силу большой изменчивости первичных осадков.

Также несовершенны и другие приемы оценки геологического времени, в частности по количеству глинистых и песчаных частиц, приносимых реками в океан, и сопоставлению этих величин с общей мощностью осадочных пород.

Точное установление возраста геологических формаций стало возможным только после открытия радиоактивности. Изучение

радиоактивных веществ показало, что на скорость радиоактивного распада не влияют ни температура, ни давление, ни электрические и магнитные поля, ни, наконец, действие химических реагентов. Поэтому, зная количество накопившихся продуктов распада радиоактивного вещества и период полураспада их, можно вычислить время, за которое эти продукты распада образовались, т. е. вычислить абсолютное время существования радиоактивного вещества (минерала).

На основании закона радиоактивного распада (П. Кюри, Э. Резерфорд и Ф. Содди, 1902 г.) число атомов радиоактивного изотопа элемента в начальный момент времени (образование минерала) связывается с числом атомов в настоящий момент следующим уравнением:

$$N_t = N_0 \cdot e^{-\lambda t},$$

где N_0 — число атомов в начальный момент времени, от которого идет счет (когда время $t = 0$);

N_t — число атомов, оставшееся по истечении времени t ;

t — время, прошедшее от образования радиоактивного минерала, или абсолютный возраст в годах;

e — основание натуральных логарифмов;

λ — радиоактивная постоянная (константа) данного изотопа — число, характеризующее скорость его радиоактивного распада.

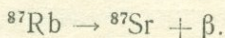
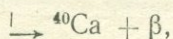
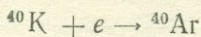
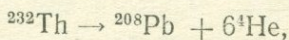
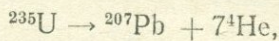
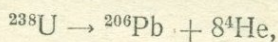
Таким образом, зная количество продуктов радиоактивного распада ($N_0 - N_t$), количество нераспавшихся атомов (N_t) и константу распада (λ), можно вычислить абсолютный возраст образования данного изотопа. Для этого нужно, чтобы конечные продукты распада не покидали радиоактивного вещества и были учтены полностью. Кристаллическая структура минералов является приблизительно закрытой системой и мы можем считать, что продукты распада не покидают ее. Чем больше в минерале находится продуктов распада, тем древнее этот минерал (и, следовательно, руда или горная порода, его содержащая).

Поскольку периоды полураспада для изотопов урана, тория и калия очень велики, то продукты радиоактивного распада этих элементов не могут в достаточном количестве (для их точного учета) накопиться за короткий промежуток времени. Поэтому определения возраста по радиоактивным изотопам урана, тория и калия затруднены для молодых геологических образований и практически показывают уверенные значения, начиная с мезозоя.

Во всех случаях отбора образцов для определения абсолютного возраста нужно следить, чтобы образцы пород (и минералы) не были выветрелыми, разрушенными или подвержены механическим деформациям; минералы не должны содержать включений других минералов. Все это нужно для того, чтобы получить материал, не потерявший продуктов радиоактивного распада. Наи-

более желателен отбор минералов, имеющих кристаллическую форму, ибо в этом случае мы можем быть наиболее уверенными в сохранности продуктов радиоактивного распада.

В настоящее время для определения абсолютного возраста используют следующие типы ядерных превращений:



Методы определения абсолютного возраста получили свое название от продуктов радиоактивного распада, а именно: урано-свинцовый, или свинцовый, гелиевый, калий-аргоновый, или аргонный, калий-кальциевый, рубидиево-стронциевый (иногда говорят и пишут наоборот, например, аргон-калиевый и т. д.).

Урано-свинцовый метод. Для определения абсолютного возраста урано-свинцовым методом нужно знать весовые количества урана, тория и свинца в минерале, а также изотопный состав свинца. Определение изотопного состава свинца, как, впрочем, и других элементов, производится на специальных приборах, так называемых масс-спектрометрах. Природный свинец состоит из четырех изотопов: ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb ; три последних, как мы видели, обязаны своим происхождением радиоактивному распаду урана и тория, а ^{204}Pb является нерадиоактивным, количество его в геологической истории Земли постоянно.

Зная весовое количество урана в минерале, определяемое химически, мы, тем самым, знаем, сколько у нас изотопов ^{238}U и ^{235}U , ибо содержание ^{235}U в природном уране в настоящее время всегда равно 0,714%. Возраст минерала определяется по трем независимым друг от друга отношениям: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{203}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$, а также по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Для определения возраста урано-свинцовым методом могут быть использованы следующие минералы: уранинит, монацит, ортит, циркон, пирохлор, эшинит, ксенотим, самарскит и некоторые другие. Для приближенного определения возраста можно использовать отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, извлекая свинец из таких минералов, как полевые шпаты.

В табл. 14 показаны для примера значения абсолютного возраста по ортиту и олигоклазу для пегматитовой жилы слюдяного рудника Нерой II на р. Большой Бирюсе (Восточный Саян). Как видно, наиболее вероятный возраст по ортиту 630—770 млн. лет, а приближенное определение возраста по изотопам свинца

Результаты определения возраста пегматитовой жилы
рудника Нерой II (Восточный Саян) *

Минерал	Содержание, в %			Изотопный состав свинца			
	U	Th	Pb	^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
Ортит	0,030	1,64	0,054	0,096	7,93	1,856	90,12
Олигоклаз	—	—	—	1,00	16,84	15,22	37,12

Продолжение табл. 14

Минерал	Возраст (млн. лет), вычисленный по отношению				Наиболее вероятный возраст, млн. лет
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	
Ортит	710 ± 80	810 ± 50	770 ± 80	630 ± 60	630—770
Олигоклаз	—	—	—	—	600—900

* Геохимия, № 1, 1965, с. 107.

в олигоклазе показывает лишь то, что этот образец относится к верхнему протерозою: 600—900 млн. лет.

Количество минералов, требуемое для определения их возраста, согласно А. И. Тугаринову (1961), приводится в табл. 15.

Таблица 15

Ориентировочные минимальные количества минералов,
требующиеся для определения их возраста (в граммах)

Минерал	Примерно ожидаемый возраст		
	200 млн. лет	1000 млн. лет	2000 млн. лет
Уранинит	0,5	0,2	0,1
Монацит	1,0	0,4	0,2
Циркон	5,0	2,0	1,0
Биотит	20,0	15,0	10,0

Чем моложе определяемый возраст минерала, тем большее количество его требуется для анализа. Далеко не всегда радиоактивный минерал может быть легко отобран из породы. Наоборот, как правило, эти минералы трудно получить в достаточном для анализа количестве.

Для выделения, например, циркона или монацита, которые являются акцессорными минералами гранитов и гнейсов, берут пробы массой от 10—20 до 100 кг и более. В результате дробления и промывания этих проб получают искусственные шлихи, откуда разными методами и извлекают интересующий материал.

Первое определение абсолютного возраста в СССР было сделано в 1926 г. К. А. Ненадкевичем по ураниниту для пород Балтийского щита. Большое значение в развитии и применении ураносвинцового метода в СССР имели работы акад. А. П. Виноградова и чл.-корр. АН СССР А. И. Тугаринова. Урано-свинцовый метод является одним из наиболее точных.

К а л и й - а р г о н о в ы й м е т о д разработан советскими учеными Э. К. Герлингом и В. Г. Хлопиным в 1948 г. Метод основан на ядерном превращении ^{40}K в ^{40}Ar и ^{40}Ca . Природный калий состоит из изотопов: ^{39}K — 93,08%, ^{40}K — 0,0119% и ^{41}K — 6,91%. Из них только ^{40}K является радиоактивным изотопом, большая часть его (88%) превращается в ^{40}Ca и около 12% — в ^{40}Ar . Отсюда и возникли калий-кальциевый и калий-аргоновый методы. Калий-аргоновый метод в настоящее время весьма широко распространен. Аргон выделяют из образца на специальных установках прокаливанием при температуре 1200—1400° С в вакууме. Поскольку не исключена возможность попадания в пробу аргона из воздуха, содержащего легкие изотопы ^{36}Ar и ^{38}Ar , производят масс-спектральный анализ аргона и вводят соответствующую поправку на содержание воздушного аргона. Возраст минерала определяется по отношению $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$. Калий определяется химически дипикриламином или тетрафенилборатным методами, а чаще методом фотометрии пламени.

Для определения возраста породы калий-аргоновым методом используют ряд калийсодержащих минералов: мусковит, биотит, глауконит, сильвин, а также калиевые полевые шпаты и минералы, содержащие калий в небольших количествах (амфиболы). В некоторых случаях, когда трудно выделить отдельные минералы, определяют возраст породы в целом (например, глинистый сланец). Минералы калия обычно широко распространены и получение их в достаточном количестве для анализа не представляет

Т а б л и ц а 16

**Результаты определения возраста пород
Борсыксайского щелочного массива ***

№ пробы	Минерал	Порода, из которой выделен минерал	Содержание К, %	Содержание $^{40}\text{Ar} \cdot 10^{-8}$, г/г	Примесь воздушного аргона, %	Возраст, млн. лет
1055	Биотит	Нефелиновый сиенит	6,66	14,6	19,0	300±25
1056	Биотит	Кварц-полевошпатовая порода	7,69	17,6	22,0	310±22
1048	Мусковит	Кварц-полевошпатовая порода	7,78	18,5	12,8	320±30
1052	Мусковит	Либенеритовый пегматит	7,82	16,8	6,20	290±25

* Вестник МГУ, сер. IV, геол., 1964, № 5, с. 45.

особых затруднений. Необходимо иметь в виду, что для анализа должен быть использован только свежий материал, т. е. образцы не должны быть затронуты постмагматическими или гипергенными процессами (например, хлоритизация биотита).

Необходимое для анализа количество минерала лучше брать с тем расчетом, чтобы иметь возможность повторить определение (для биотита, мусковита, глауконита, калиевого полевого шпата, амфибола — это 10—20 г). Размер пластинок слюд может быть сколь угодно большим. Размер зерен полевых шпатов, амфибола, глауконита может быть 0,1 мм, но лучше, если зерна будут 0,25—0,5 мм и крупнее. Нельзя употреблять для выделения аргона истертые в пыль образцы минералов или горных пород, ибо в таких образцах аргон не сохраняется. В качестве примера в табл. 16 приведены результаты анализов биотита и мусковита из Борсыксайского щелочного массива в Мугуджарах.

Как видно из табл. 16, абсолютный возраст щелочных пород Борсыксайского массива равен примерно 300 млн. лет, т. е. отвечает верхнему карбону.

В последнее время стал применяться рубидиево-стронциевый метод, который дает иногда более надежные результаты, чем калий-аргоновый. Для определения возраста по рубидиево-стронциевому методу могут быть использованы отмеченные выше минералы калия, ибо рубидий в тех или иных количествах изоморфно замещает калий.

Как уже отмечалось, урано-свинцовый и калий-аргоновый, а также рубидиево-стронциевый методы мало удобны для установления возраста новейших геологических образований.

Для определения наиболее молодых геологических образований применяется радиоуглеродный метод, сущность которого состоит в следующем. В верхних слоях атмосферы под действием корпускулярного излучения Солнца на ^{14}N образуется ^{14}C . Период полураспада ^{14}C равен примерно 5500 лет. Через этот промежуток времени количество ^{14}C распадается наполовину, снова образуя ^{14}N . Радиоактивный углерод ^{14}C смешивается в атмосфере к обычному углероду и попадает таким образом во все объекты природы: в организмы животных, в растения, в горные породы. Пока организмы живы, содержание ^{14}C в них постоянно, благодаря постоянному обмену с окружающей средой.

Однако после смерти организмов обмен со средой прекращается и содержание ^{14}C начинает уменьшаться согласно константе распада. Замеряя количество ^{14}C , можно определить возраст растительных остатков, прошедший со времени их смерти. Материалом для анализа является хорошо сохранившееся дерево, древесный уголь, торф и другие растительные и животные остатки, карбонатные илы и т. д. Этот метод применяется для установления возраста речных террас, морен, торфообразования, а также для датировки археологических памятников (например, гробнице Пто-

ломея в Египте 2200 лет), поскольку точность определения составляет 100 лет. Радиоуглеродным методом устанавливают возраст объектов от 1000 до 30 000 лет¹.

В Академии наук СССР существует специальная Комиссия по определению абсолютного возраста геологических формаций, которая регулярно публикует труды своих сессий. Геохронологическая шкала, предложенная этой Комиссией в 1964 г., приведена в Приложении 10.

А какие же породы являются наиболее древними на Земле и где они находятся? Сколько лет существует сама Земля?

Наиболее древние значения возраста оказались близкими к 3,5 млрд. лет. Такой возраст определил, в частности, акад. А. А. Полканов для гранитов Кольского полуострова. Возраст отдельных минералов древних щитов Канады, Южной Африки, определенный свинцовым и рубидиево-стронциевым методами, также оказался близким к 3 млрд. лет, а иногда и более. Как мы видим, наиболее древний возраст имеют геологические объекты на щитах, которые мы должны считать и по праву считаем древнейшими геологическими структурами Земли. Если возраст гранитов достигает 3,5 млрд. лет, то естественно, что возраст земной коры должен быть значительно большим, ибо граниты внедрились в какие-то уже существовавшие породы, а если же они образовались ультраметаморфическим путем, т. е. в результате гранитизации, то, следовательно, гораздо раньше их уже существовали какие-то осадки. В настоящее время считают, что возраст Земли составляет около 4,5 млрд. лет. Эти данные хорошо согласуются с данными о возрасте небесных пришельцев-метеоритов, которые не древнее 4,5 млрд. лет.

Как показали исследования советских и американских ученых, возраст горных пород Луны также оказался близким к 4,5 млрд. лет. Последнее обстоятельство, как и другие геохимические данные, указывает на единство земного, лунного и метеоритного вещества. Возраст Солнца примерно в десять раз больше возраста Земли.

ОРГАНИЗАЦИЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ РАБОТ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАРТИЯХ И ЭКСПЕДИЦИЯХ

В полевых условиях сотрудники геологопоисковых и разведочных партий и экспедиций проводят различные геологические наблюдения. Они отбирают образцы пород, руд и минералов, ведут отprobование и т. д. После этого образцы документируют, тща-

¹ Более подробные сведения о методах определения абсолютного возраста пород можно найти в работе А. И. Тугаринова (1961), там же имеется подробная библиография по этому вопросу.

тельно упаковывают и отправляют на базу для дальнейшего камерального изучения.

Но часто возникает необходимость определения какого-либо минерала или породы непосредственно на месте, в процессе производства полевых работ. Так, часто необходимо проведение срочного качественного анализа (например, при подозрении на касситерит, шеелит и т. д.). Такие определения откладывать нельзя, их нужно сделать как можно скорее, чтобы дать оценку находке или рудопроявлению.

Особенно большое значение имеет своевременное определение и изучение минералов в шлихах. Находки полезных ископаемых в шлихах позволяют сразу же направить поисковые работы в нужном направлении, обратить внимание на определенные районы и участки, найти и оконтурить месторождение полезных ископаемых.

Поэтому важнейшим этапом в поисковых работах является быстрое определение минералов, их качественный и количественный анализ. Для этой цели в поисковых партиях имеется специалист — минералог, который изучает шлихи, образцы руд и пород. В крупных геологических партиях и экспедициях выделяются специальные минералогические отряды. Помимо этого, во многие районы и на отдельные рудники посылают тематические минералогические и петрографические отряды с целью дать всестороннюю минералогическую и петрографическую характеристику района или месторождения. Конечно, трудоемкие анализы, требующие сложного лабораторного оборудования, приборов и множества реактивов, проводятся на основной базе в камеральный период.

Все полевые минералогические и петрографические работы должны проводиться комплексно, в тесной увязке с геологическими данными. Сотрудникам, которые занимаются этими работами, прежде всего нужно познакомиться с материалами предыдущих исследований, литературой и образцами пород, руд и минералов. Они должны лично участвовать в сборе каменного материала с тем, чтобы впервые познакомиться с ним непосредственно в поле.

Рабочее время петрографа и минералога должно распределяться между работой в поле и в лаборатории.

В поле проводят все необходимые геологические наблюдения, делают зарисовки и фотографии обнажений, карьеров, забоев и отбирают характерные образцы пород и минералов. В полевых условиях необходимо брать кусочки и образцы пород и руд на шлифы и другие виды анализов — спектральный, химический и пр. При характеристике образцов надо отмечать в полевой книжке все их особенности (цвет, форму, величину, взаимоотношения отдельных минералов и т. д.). Записи в полевой книжке (дневнике) ведутся при описании каждого обнажения и при отборе каждого образца. Они должны быть как можно подробнее. Следует

записывать также все вопросы, которые возникают при описании. Например, предположение о сходстве данного образца с виденными ранее, о возможности обнаружения в данной минеральной ассоциации не встреченного пока минерала, о пространственной связи минералов с теми или иными породами и многие другие.

При отборе образцов нужно прежде всего указать подробный адрес обнажения, отметить, из каких пород взят этот образец, охарактеризовать саму породу, ее цвет, структурные и текстурные особенности, величину зерен, минеральный состав и т. д. При описании минералов и руд очень помогают детальные зарисовки отдельных частей обнажений, отдельных штуфов и образцов. Вначале нужно сделать общую зарисовку (например, рудной жилы, контактовой зоны и т. п.), чтобы показать, в каких породах залегает данное минеральное тело, показать форму, размеры и мощность этого тела. Затем целесообразно делать детальные зарисовки в масштабе 1 : 10 и даже 1 : 1 для выяснения взаимоотношений отдельных минералов, характера и формы их выделения.

Взятые в поле образцы должны иметь этикетку, в которой простым мягким карандашом указывается наименование организации, ведущей работы, номер образца, место взятия и полевое определение образца, дата и подпись сборщика. Этикетку складывают и заворачивают в угол бумаги, в которую с того же угла аккуратно заворачивают и образец. Если есть полотняные мешочки, лучше прямо на обнажении класть образец вместе с этикеткой в отдельный мешочек. На каждом мешочке чернильным карандашом пишется номер, соответствующий номеру образца. Хрупкие минералы, сростки кристаллов, друзы, корочки заворачивают в тонкую бумагу, покрывают ватой или паклей и затем заворачивают в более грубую бумагу или кладут в мешочки.

При маршрутных исследованиях необходимо наносить все точки наблюдений и места отбора образцов на карту; при изучении карьеров и других горных выработок места взятия образцов нужно обязательно наносить на соответствующие детальные карты и планы.

На базе или в лагере образцы должны быть зарегистрированы в специальном журнале (каталоге образцов) по определенной форме. Те из них, которые требуют детальной обработки, тщательно упаковываются и укладываются в ящик. Перевозить образцы лучше всего в небольших деревянных ящиках, рассчитанных на 30—40 кг. На крышках ящиков отмечают, какой организации (партии) принадлежат образцы, и ее адрес, в каждом ящике должна быть опись (перечень) собранных образцов.

Такие же требования предъявляются к отбору шлифов, а также образцов для спектрального и других видов анализа.

Итак, в результате полевых работ должны быть в наличии: 1) полевая книжка (дневник) с детальным описанием обнажений пород и минералов, с указанием места отбора и номера образцов

и шлифов, 2) фотографии и зарисовки обнажений и взаимоотношений пород и минералов (их можно делать и на миллиметровой бумаге, которая должна быть в дневнике), 3) карта или план, на которых указаны места взятия образцов, 4) коллекции и каталоги образцов, штуфов, образцов для шлифов, для спектрального и других видов анализа.

Все те определения, которые возможно провести в полевых условиях, следует сделать сразу же по приходе на базу или на другой день.

Необходимым условием для проведения полевых минералогических и петрографических работ является наличие специального помещения (комнаты или палатки) для ежедневных исследований собранного материала. Для таких работ необходимы следующие приборы и оборудование:

- 1) микроскоп поляризационный;
- 2) бинокулярная лупа;
- 3) осветитель и электроплитка (если позволяют условия);
- 4) набор иммерсионных жидкостей;
- 5) шкала жидкостей различных плотностей, составленная из тяжелых жидкостей: бромформ (плотность 2,9), жидкость Туле (плотность 3,14), жидкость Рорбаха (плотность 3,45), жидкость Клериши (плотность 4,27);
- 6) набор сит с размером ячеек от 0,01 до 0,25 мм;
- 7) цинковая пластинка;
- 8) таганки (2—3) и асбестовые сетки;
- 9) набор фарфоровых чашечек и тиглей, фарфоровая пластинка;
- 10) стекла часовые, предметные, покровные;
- 11) стекла размером 9×12 см для просмотра под лупой;
- 12) колбы и стаканы средних размеров, плоскодонные;
- 13) пробирки маленькие, средние и большие на деревянном штативе;
- 14) бюксы под сухие реактивы и капельницы под кислоты и реактивы;
- 15) ступки: стальная — для дробления минералов, агатовая — для истирания твердых минералов и фарфоровая — для истирания мягких минералов и реактивов;
- 16) пинцеты, молоточек, наковальня и прочие принадлежности.

Необходимые реактивы берут в зависимости от целей и объема работ. В случае специальных работ необходимо иметь настольную ртутно-кварцевую лампу, люминесцентный прибор для изучения урановых минералов, спектроскоп для поисков некоторых ториевых минералов (монацит) и набор дополнительных реактивов для определения U и Th. В случае специального задания на редкие минералы необходимо иметь танин и достаточное количество пиросульфата калия $K_2S_2O_7$.

Детальные минералогические исследования — установление констант минералов, их химического состава, элементов-примесей, а в ряде случаев и установление самого минерального вида — производятся в лабораторных условиях всеми современными методами (см. с. 113).

Для петрографических работ в стационарных условиях необходимо иметь небольшой шлифовальный станок с прилагающимися к нему необходимыми материалами — набором абразивных порошков, бальзамом и прочими принадлежностями.

В качестве руководств минералогу и петрографу можно рекомендовать следующие книги.

1. Белоусова О. Н., Михина В. В. Общий курс петрографии. М., Недра, 1972.
2. Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Госгеолтехиздат, 1961.
3. Беус А. А. Геохимия литосферы. М., Недра, 1972.
4. Бонштедт-Куплетская Э. М. Определение удельного веса минералов. М., Изд-во АН СССР, 1951.
5. Вернадский В. И. Избранные сочинения. Т. I, т. IV. Изд-во АН СССР, 1960.
6. Вольнский И. С. Определение рудных минералов под микроскопом. М., Недра, 1966.
7. Войткевич Г. В., Закруткин В. В. Основы геохимии. М., Высшая школа, 1976.
8. Годовиков А. А. Минералогия. М., Недра, 1975.
9. Григорьев Д. П. Основы конституции минералов. М., Недра, 1966.
10. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов. Л., Наука, 1975.
11. Даминова А. М. Петрография магматических горных пород. М., Недра, 1967.
12. Даминова А. М. Породообразующие минералы. М., Высшая школа, 1974.
13. Дир У. А., Хуан Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М., Мир, 1965.
14. Доброхотова Е. С. Метод Е. С. Федорова в петрографии. М., Госгеолтехиздат, 1957.
15. Елисеев Н. А. Метаморфизм. М., Недра, 1963.
16. Жариков В. А. Физико-химические основы петрографии. Изд-во Моск. гос. ун-та, 1976.
17. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1961.
18. Заварицкий А. Н. Пересчеты химических анализов изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1960.
19. Загальская Ю. Г., Литвинская Г. П. Геометрическая кристаллография. Изд-во Моск. гос. ун-та, 1973.
20. Захарова Е. М. Шлиховые поиски и анализ шлихов. М., Недра, 1974.
21. Исаков П. М. Качественный химический анализ руд и минералов методом растирания порошков. М., Госгеолтехиздат, 1955.
21. Краткий справочник по геохимии. Изд. 2-е. М., Недра, 1977.
23. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в изучении магматических рудных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1965.
24. Костов И. Кристаллография. М., Мир, 1965. 528 с.
25. Костов И. Минералогия. М., Мир, 1971.
26. Кузнецов Е. А. Краткий курс петрографии магматических и метаморфических пород. М., Изд-во Моск. гос. ун-та, 1970.
27. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964.
28. Лабораторные методы исследования минералов, руд и пород. Под редакцией акад. В. И. Смирнова. Изд-во Моск. гос. ун-та, 1975.
29. Лазаренко Е. К. Основы генетической минералогии. Изд-во Львов. ун-та, 1963.
30. Лазаренко Е. К. Курс минералогии. М., Высшая школа, 1971.
31. Лодочников В. И. Петрография без микроскопа. М., Госгеолтехиздат, 1956.
32. Ложкин В. В. Диагностика минералов россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1962.
33. Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М., Высшая школа, 1974.

34. *Маракушев А. М.* Петрология метаморфических горных пород. Изд-во Моск. гос. ун-та, 1973.
35. *Оникиенко С. К.* Практическое руководство по исследованию породообразующих минералов в прозрачных шлифах. М., Недра, 1964.
36. *Петрография. Ч. I.* Изд-во Моск. гос. ун-та, 1976.
37. *Петров В. П.* Основы учения о древних корях выветривания. М., Недра, 1967.
38. *Поваренных А. С.* Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев, Наукова думка, 1966.
39. *Половинкина Ю. Ир.* Структуры и текстуры изверженных и метаморфических пород. М., Недра, 1966.
40. *Попов Г. М., Шафрановский И. И.* Кристаллография. Изд. 5-е. М., Высшая школа, 1972.
41. *Рухин Л. Б.* Основы литологии. Л., Недра, 1969.
42. *Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф.* Петрография магматических и метаморфических пород. Л., Недра, 1967.
43. *Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф.* Петрология магматических и метаморфических пород. Л., Недра, 1973.
44. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. Изд. 3-е. М., Недра, 1976.
45. *Смолянинов Н. А.* Практическое руководство по минералогии. М., Недра, 1972.
46. *Современные методы минералогического исследования.* Ред. Е. В. Рожкова. Ч. I и II. М., Недра, 1969.
47. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
48. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 1, 2, 3. Изд-во АН СССР, 1960, 1961, 1962.
49. *Судовиков Н. Г.* Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964.
50. *Топор Н. Д.* Спектральный анализ минералов, руд и горных пород. М., Изд-во Моск. гос. ун-та, 1963.
51. *Татарский В. Б.* Кристаллооптика и иммерсионный метод исследования минералов. М., Недра, 1965.
52. *Тугаринов А. И.* Геологу — о методах определения абсолютного возраста горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.
53. *Тугаринов А. И.* Общая геохимия. Атомиздат, 1973.
54. *Хэти Ф., Уэллс А., Уэллс М.* Петрология магматических пород. М., Мир, 1975.
55. *Четвериков С. Д.* Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Госгеолтехиздат, 1956.
56. *Чуева М. Н.* Практическое руководство по разделению минералов в тяжелых жидкостях. М., Госгеолтехиздат, 1954.
57. *Чухров Ф. В.* Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.
58. *Шафрановский И. И.* Очерки по минералогической кристаллографии. Л., Недра, 1974.
59. *Швецов М. С.* Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1948.
60. *Шинкарев Н. Ф.* Происхождение магматических формаций. Л., Недра, 1978.
61. *Юбельт Р., Шрайтер П.* Определитель горных пород. М., Мир, 1977.
62. *Юбельт Р.* Определитель минералов. М., Мир, 1978.
63. *Юшко С. А.* Методы исследования руд. М., Недра, 1971.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

ВЫДЕЛЕНИЕ МОНОМИНЕРАЛЬНЫХ ФРАКЦИЙ

Для детальных минералогических, петрографических и химических исследований в последнее время все чаще применяется изучение акцессорных минералов горных пород. Такое изучение нужно для корреляции осадочных и метаморфических толщ, сопоставления интрузивных пород, выяснения их геохимических особенностей, например, для установления наличия или отсутствия в них отдельных характерных минералов и элементов, для установления генетических связей оруденения с теми или иными породами и для других задач. Выделение мономинеральных фракций также необходимо при определении абсолютного возраста геологических формаций. С этой целью выделяют минералы, содержащие уран или торий (например, циркон, монацит), или, если определение ведут по калий-аргоновому методу, выделяют слюды (биотит или мусковит), полевые шпаты, глауконит. В геохимических исследованиях часто необходимо выделение мономинеральных фракций не только акцессорных, но и главных породообразующих минералов: полевых шпатов, амфиболов, слюд, кварца и других.

Во всех этих случаях обычно берут специальные минералогические пробы горных пород массой в 10—20 кг или более (в зависимости от содержания интересующих минералов), последовательно дробят их на щековой и валковой дробилках, промывают на концентрационных столах, пропускают через сита, рассеивая на классы, и затем, пользуясь различными схемами, выделяют минералы.

Поскольку размеры минералов и характер их распределения в породах неодинаковы (автономные зерна и сростки), крупность дробления может быть также неодинаковой. После дробления и промывки полученный концентрат рассеивается на классы по крупности зерен:

от 1 мм до 0,5 мм (или $-1 + 0,5$, что значит «меньше 1 мм и больше 0,5 мм»);

от 0,5 до 0,25 мм ($-0,5 + 0,25$);

от 0,25 до 0,1 мм ($-0,25 + 0,1$);

от 0,1 до 0,05 мм ($-0,1 + 0,05$).

Мономинеральные фракции магнитных минералов: магнетита, титаномагнетита, пирротина — можно получить методом мокрой магнитной сепарации на электромагните БИТ-2.

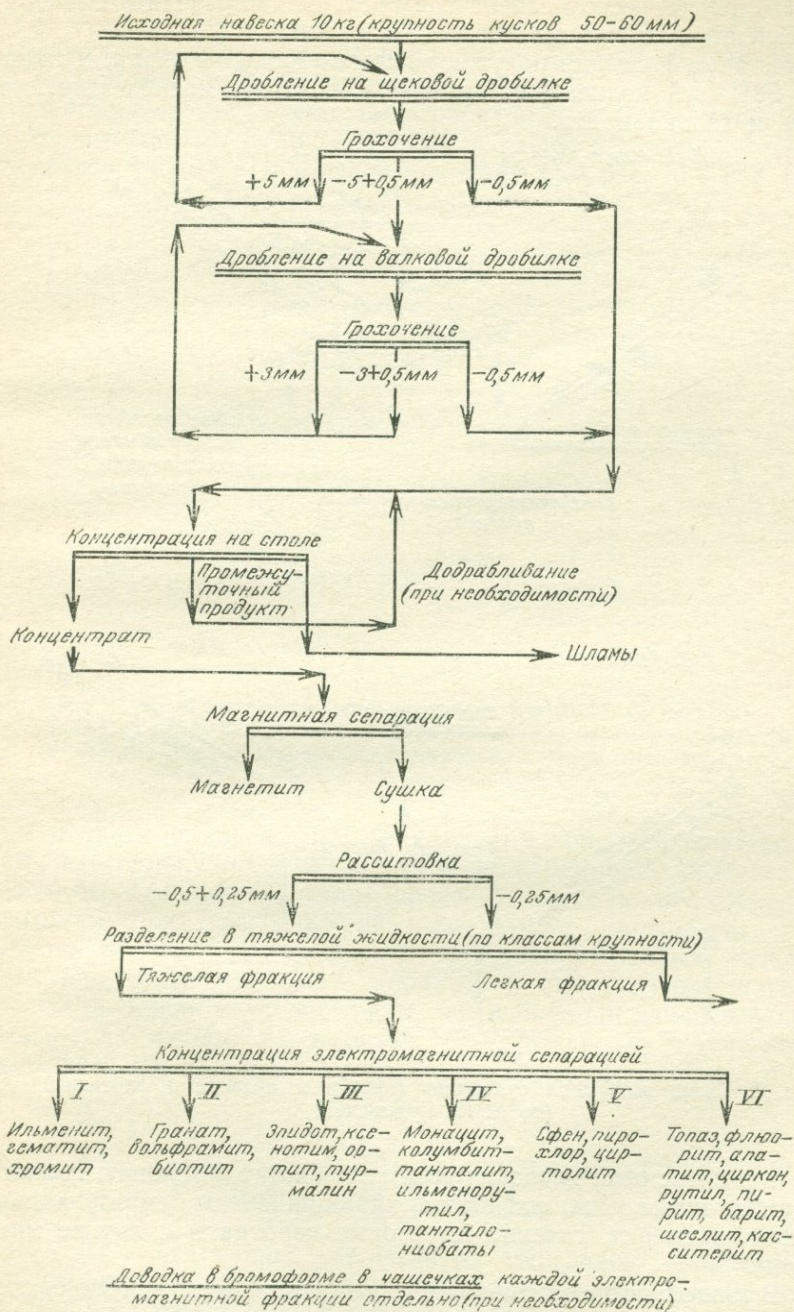
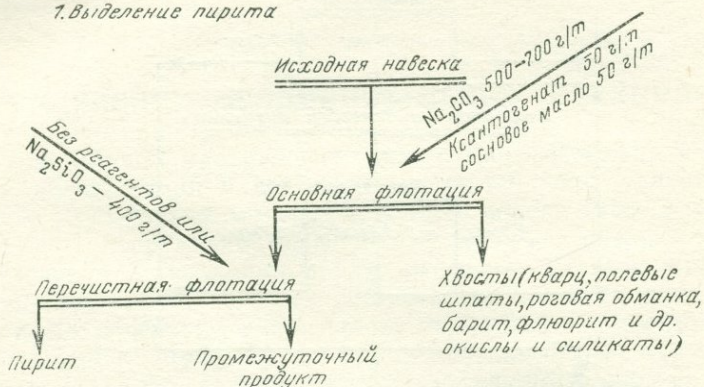


Рис. 1. Принципиальная схема выделения аксессуарных минералов (по В. В. Ляховичу)

На электрическом сепараторе ТБЭС можно отделить сфалерит от галенита, киноварь от антимонита и др.

Методом флотации получают полевые шпаты и кварц, а также 90—98%-ный концентрат мусковита, биотита, молибденита, пирита и халькопирита.

1. Выделение пирита



2. Выделение сфалерита

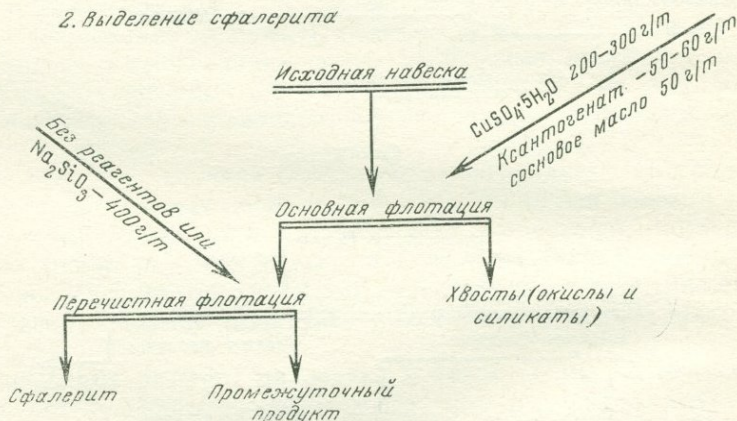


Рис. 2. Схема выделения сульфидов (пирита и сфалерита) флотацией (по А. П. Ордынской)

Комплексными методами выделяют биотит, мусковит, гранаты, оливин, пироксены, амфиболы, хромшпинелиды, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, некоторые карбонаты и другие минералы.

В зависимости от типа породы, распределения в ней минералов, а также и от свойств самих минералов схемы выделения мономинеральных фракций различны. В настоящее время в Институте

геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии АН СССР и в Институте минералогии и геохимии редких элементов разработано несколько подобных типовых схем (К. К. Никитин, В. В. Ляхович, А. П. Ордынская).

Принципиальная схема выделения аксессуарных минералов из гранитоидов по В. В. Ляховичу и схемы выделения слюд и сульфидов по А. П. Ордынской приводятся на рис. 1, 2 и 3.

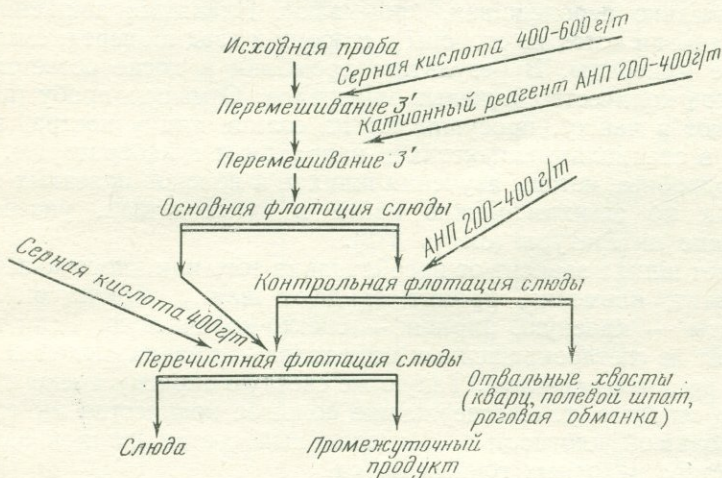


Рис. 3. Схема выделения слюд флотацией (по А. П. Ордынской).
Примечания: 1) вместо серной кислоты можно применять силикат натрия Na_2SiO_3 при таких же расходах; 2) слюда очень хорошо отделяется от нечешуйчатых минералов на виброплоскости

Чистые мономинеральные фракции для контроля просматривают под биноклем и в случае необходимости подвергают ручной отборке (чистке). Затем производится детальное описание морфологических особенностей аксессуарных минералов, выявляется их преобладающая окраска и размер, наличие зональности или искажения форм, характер и степень измененности минералов. После этого минералы анализируются для выяснения особенностей их состава, который тесно связан как с генезисом вмещающей породы, так и с ее рудоносностью.

ПРИЛОЖЕНИЕ 2 ИЗУЧЕНИЕ ШЛИХОВ

Ш л и х — это концентрат тяжелых минералов, полученный после промывки рыхлых природных отложений или измельченных горных пород и руд. Изучение шлихов — один из наиболее точных методов при поисках полезных ископаемых, таких, как

золото, алмазы, платина, касситерит, киноварь и др. В последние годы шлиховой анализ широко применяется также при решении ряда задач стратиграфии, геоморфологии, палеогеографии, когда корреляция отложений производится главным образом по составу тяжелых фракций.

Россыпной или измельченный в порошок материал промывают в железном ковше или деревянном лотке. Для этого лоток, наполненный породой (10—20 кг), погружают в воду и, постоянно и тщательно перемешивая, промывают. Плавными движениями, поворачивая лоток из стороны в сторону и взад и вперед, смывают легкие минералы. В результате промывки в лотке остается небольшое количество тяжелых минералов. Отмытую пробу (шлих) смывают в чашку, просушивают на солнце или у костра, помещают в специальный пакетик и направляют в лабораторию.

Подробные методы изучения шлихов и поисков полезных ископаемых по шлихам можно найти в руководствах, указанных в списке литературы (см. с. 372).

Цвет шлиха зависит от преобладания того или иного минерала. Магнетит, ильменит, хромит придают шлиху черную окраску, гранаты — красную, циркон — светло-коричневую. Если шлих состоит из светлоокрашенных минералов — кварца, полевых шпатов и др., то он светлый. Такую же светлую окраску имеют шлихи плохо отмытые, т. е. содержащие большое количество минералов с небольшой плотностью. Минеральный состав шлихов зависит от состава исходных горных пород.

Каждой породе или россыпи соответствует своя ассоциация минералов. Исключением являются аллювиальные россыпи, образовавшиеся в долинах крупных рек, размывающих породы различного состава. Шлихи, взятые из этих россыпей, могут содержать несколько минеральных ассоциаций одновременно.

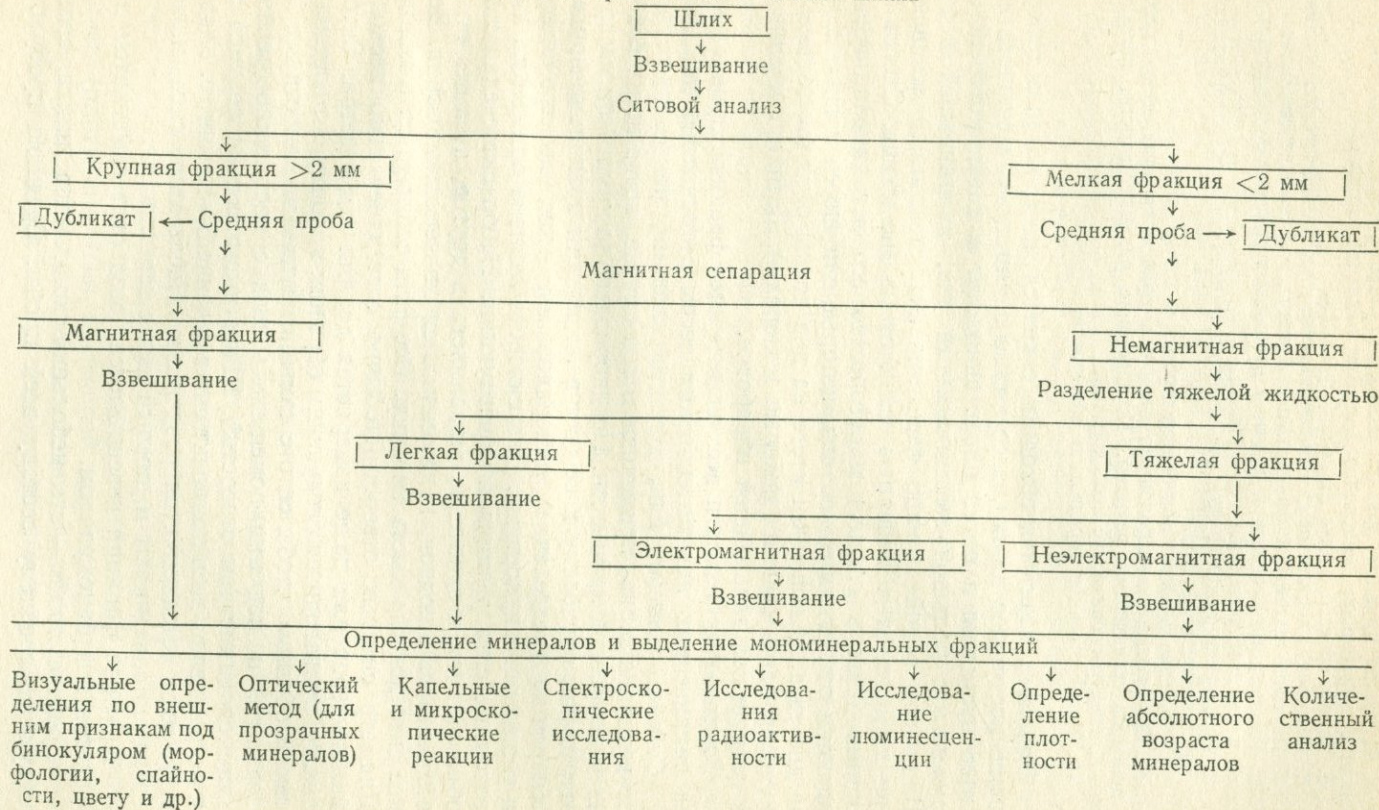
Для полного минералогического анализа шлиха достаточна навеска (средняя проба) 5—10 г. Анализ шлиха состоит из механического разделения шлиха на фракции, определения минералов и количественного подсчета содержания минералов в шлихе и в породе.

Разделение шлиха на фракции основано на различных физических свойствах минералов: магнитности, плотности и других; фракции также различают по крупности зерна.

Определение минералов, выделенных из шлихов, производится по внешнему виду (габитусу, окраске), плотности, оптическим свойствам, при помощи капельных и микрохимических реакций и более сложных методов анализа.

Общая схема минералогического анализа шлиха приведена в табл. I и включает следующие операции:

1. Промывка в ковше.
2. Взвешивание всего шлиха.
3. Разделение на ситах (по крупности зерна) и взвешивание выделенных фракций.



4. Изучение крупной фракции под бинокляром, исследование радиоактивности, определение минералов методом паяльной трубки.
5. Взятие средней пробы из мелкой фракции.
6. Разделение постоянным магнитом на магнитную и немагнитную фракции.
7. Изучение магнитной фракции под бинокляром и ее взвешивание.
8. Разделение немагнитной фракции в тяжелых жидкостях с выделением легкой и тяжелой фракций.
9. Разделение тяжелой фракции электромагнитом на электромагнитную и неэлектромагнитную фракции.
10. Изучение фракций под бинокляром.
11. Определение минералов по внешним признакам, под микроскопом, с помощью химических реакций. Исследование радиоактивности, люминесценции, спектроскопические исследования.
12. Количественное определение минералов.

Промывка в ковше необходима в тех случаях, когда в лабораторию поступают шлихи, засоренные глинистыми частицами или плохо промытые в поле. Шлих высыпают в ковш, который погружают в большой эмалированный таз, наполненный водой. Шлих под водой хорошо перемешивают стеклянной палочкой, при этом тяжелые минералы остаются на дне ковша. Слегка наклонив ковш в сторону и осторожно его встряхивая, освобождаются от легких минералов, которые сливаются и осаждаются на дне таза. В конечном итоге на дне ковша остается только небольшая часть шлиха (тяжелые минералы). Шлихи высушивают и подвергают дальнейшей обработке.

Взвешивание шлиха и всех выделенных фракций производится на технических или аптекарских весах с точностью до 0,01 г.

Ситовой анализ, или, другими словами, разделение пробы по величине зерна, применяют в том случае, когда шлих состоит из зерен разной крупности. Неоднородный по крупности материал затрудняет обработку и не дает возможности правильно провести сепарацию (разделение) минералов магнитом, электромагнитом и тяжелыми жидкостями. Для ситового анализа применяют лабораторные сита различной конструкции. Набор сит сделан таким образом, чтобы одно сито вставлялось в другое, а самое нижнее вставлялось в поддон, куда сыпаются самые мелкие зерна. Верхнее сито должно иметь крышку. Все сита собираются в колонку. Диаметр ситовых отверстий обычно составляет либо несколько миллиметров или даже измеряется долями миллиметра. Ситовой анализ производится следующим образом: колонку сит составляют таким образом, чтобы сито с самыми крупными отверстиями было верхним, а под ним помещались сита с постепенно уменьшающимся диаметром отверстий. Шлих высыпают на верхнее сито и встряхивают весь комплект сит в течение 5—10 мин, т. е. до тех пор, пока не закончится разделение. После этого сита, начиная сверху, разъединяют и каждый класс взвешивают.

Крупная фракция взвешивается, разделяется магнитом и изучается под бинокляром.

Средняя проба — это небольшое количество шлиха, соответствующее среднему составу всей пробы. Среднюю пробу берут

из равномернозернистого материала и вес ее, необходимый для полного минералогического анализа, должен составлять 5—10 г. Иногда масса средней пробы должна быть увеличена до 15—20 г (при наличии в шлихе большого количества магнитных минералов) и даже достигать 100 г (в случаях, когда необходимо определить редко встречающиеся минералы).

Существуют различные методы сокращения проб, но наиболее простым является метод квартования, который наиболее широко используется в практике. Иногда для сокращения проб применяют специальное оборудование.

Выделение магнитной фракции производится с помощью постоянных магнитов. В магнитную фракцию попадают магнитные минералы: магнетит, титаномагнетит, пирротин, а также сростки магнитных минералов с другими минералами. Выделение магнитной фракции можно производить при помощи подковообразного магнита, но наиболее быстро и удобно магнитная сепарация осуществляется с помощью многополюсного постоянного самосбрасывающего магнита А. Я. Сочнева. После выделения магнитной фракции немагнитный остаток поступает для дальнейшей сепарации с помощью электромагнита и тяжелых жидкостей.

Электромагнитная сепарация — разделение тяжелой фракции шлиха по степени магнитной проницаемости минералов, меньшей, чем у магнетита. Существуют различные типы электромагнитов, но в настоящее время чаще применяют электромагнит системы Акулова, который допускает силу тока до 2 А, и электромагнит Окунева, силу тока которого можно доводить до 8 А. С помощью электромагнита, изменяя силу тока, можно выделить три электромагнитные фракции: сильноэлектромагнитную, среднеэлектромагнитную и слабоэлектромагнитную. В сильноэлектромагнитную фракцию входят железосодержащие минералы; гематит, ильменит, лимонит, хромит и др. В среднеэлектромагнитную фракцию попадают железосодержащие силикаты: амфиболы, пироксены, гранаты, эпидот, биотит и др. В слабоэлектромагнитной фракции остаются такие минералы, как сфен, монацит, ортит, ксенотим и др.

Разделение минералов по плотности производят при помощи тяжелых жидкостей, тяжелых сплавов и специального прибора для механической отдувки. Эти методы основаны на различии плотности у минералов. Тяжелые жидкости должны быть прозрачны, легко концентрироваться и разбавляться каким-либо растворителем и не должны вступать в химические реакции с разделяемыми минералами и разлагаться при работе. Для разделения шлихов применяются различные тяжелые жидкости: бромформ (плотность 2,65—2,9), жидкость Туле (плотность 3,4), йодистый метилен (плотность 3,33), бромистый этилен, четырехбромистый ацетилен и др., а также тяжелые сплавы: азотнокислая закисная ртуть, смесь Бриона и др. Все тяжелые жидкости ядовиты и рабо-

тать с ними можно только в вытяжном шкафу или в хорошо проветриваемом помещении.

Наиболее удобен и чаще применяется бромформ (CHBr_3), разделение в котором происходит быстрее и чище. В легкую фракцию при разделении бромформом уходят минералы с плотностью $< 2,9$ (кварц, полевые шпаты, цеолиты и др.), а в тяжелой фракции остаются минералы с плотностью больше 2,9. Легкая фракция обычно не представляет интереса при анализах на полезные ископаемые и часто дальнейшей обработке не подвергается. Тяжелая фракция может быть разделена и на большее число фракций с помощью тяжелых жидкостей большей (по сравнению с бромформом) плотности и с применением тяжелых сплавов. Так, если взять еще йодистый метилен, азотнокислую закисную ртуть и смесь Бриона, то можно выделить фракции со следующими плотностями: $< 2,9$; $2,9-3,3$; $3,9-4,3$; $4,3-5,0$ и $> 5,0$. Таким образом, каждая из выделенных фракций содержит ограниченное число минеральных видов, что в значительной степени облегчает их определение.

Электростатическая сепарация основана на различии электропроводности минералов. По степени электропроводности минералы разделены на три группы: хорошие, средние и плохие проводники. Этот метод с успехом применяется для отделения циркона от касситерита, монацита от турмалина, вольфрамита от кварца и т. п.

Для выделения мономинеральных фракций существуют и другие методы: электрическая сепарация, вибрационный метод, метод отдувки и др.

После разделения шлиха на фракции и определения отдельных минералов производят подсчет содержания минералов в шлихе и в породе. Наиболее распространен весовой метод подсчета, при котором отбирают искомый минерал и взвешивают его на аналитических весах с точностью до четвертого знака. Затем рассчитывают количество минерала в граммах на 1 м^3 или на 1 т породы.

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОТНОСТИ МИНЕРАЛОВ

Плотность минерала — важный диагностический признак, и для многих минералов она является достаточно постоянной величиной. Существуют различные методы определения плотности минералов: 1) с помощью пикнометра; 2) с помощью волюмометра; 3) при помощи весов Вестфалия; 4) в тяжелых жидкостях.

Определение плотности минералов с помощью пикнометра. Пикнометр — это стеклянная колбочка с притертой пробкой, с капиллярным отверстием посередине (рис. 4, а). Емкость колбочки от 2 до 25 мм. Работа с пикно-

метром проводится следующим образом: вымытый и высушенный пикнометр взвешивают на аналитических весах с точностью до 0,0001 г. Затем его наполняют дистиллированной водой до метки. Протирают с поверхности фильтровальной бумагой и снова взвешивают. Затем выливают из пикнометра воду, высушивают его, помещают в пикнометр отобранный минерал и взвешивают. После этого наливают в пикнометр столько воды, чтобы объем минерала и воды не превышал $\frac{2}{3}$ объема пикнометра, и с помощью насоса

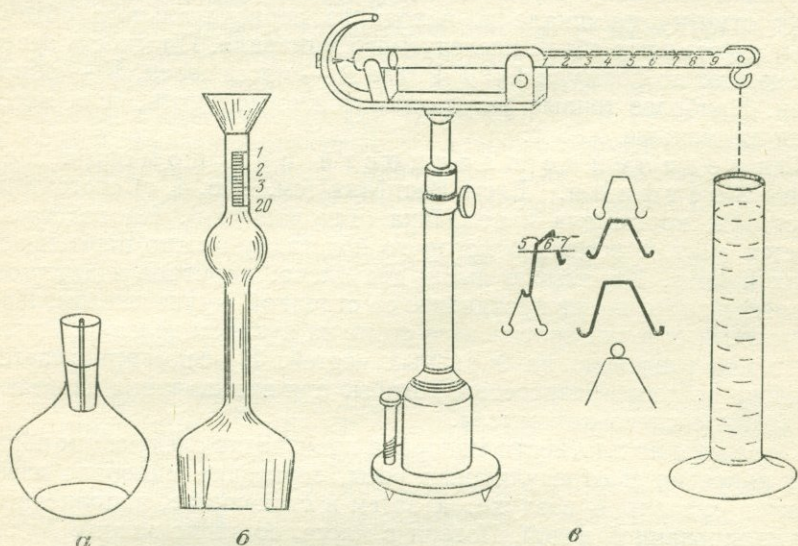


Рис. 4. Приборы для определения плотности минералов:
а — пикнометр, б — волюмометр, в — весы Вестфала (по В. В. Ложкину)

откачивают воздух из пикнометра; затем доливают воду до метки и взвешивают.

Таким образом, определение плотности минерала сводится к четырем взвешиваниям и выражается формулой

$$d = \frac{P}{V} = \frac{(P_3 - P_1) d_t}{(P_2 - P_1)(P_4 - P_3)},$$

где P_1 — масса пустого пикнометра;

P_2 — » пикнометра с водой;

P_3 — » пикнометра с минералом;

P_4 — » пикнометра с минералом и водой;

d_t — плотность воды при температуре взвешивания.

Если минерала недостаточно для определения плотности с помощью обычного пикнометра, пользуются микропикнометром. Для получения точных результатов микропикнометр наполняют не водой, а бромформом или какой-либо другой жидкостью с известной плотностью.

Определение плотности с помощью волюмометра. Волюмометр — это стеклянная колбочка с длинным стеклянным горлышком, заканчивающимся воронкообразным расширением (см. рис. 4, б). На горлышке нанесены деления в миллиметрах. Предварительно волюмометр хорошо промывают дистиллированной водой и просушивают в сушильном шкафу. Затем наливают дистиллированную воду до нулевой отметки и опускают зерна определяемого минерала. После этого берут отметку на шкале и, исходя из первоначального объема воды, определяют объем исследуемого минерала. Плотность зерен определяют по формуле $d = P/V$, где P — масса зерен, V — объем зерен. Наиболее точные результаты можно получить, если масса зерен не меньше 0,03 г.

Определение плотности при помощи весов Вестфала. Весы Вестфalia (см. рис. 4, в) состоят из подставки, коромысла и поплавка (или чашечки). На подставке имеется винт, с помощью которого подставку можно перемещать вверх и вниз. Коромысло имеет два плеча: короткое и длинное. Короткое плечо имеет противовес со стрелкой — указателем. При равновесии стрелка противовеса стоит на нулевом делении. Длинное плечо разделено на 9 равных частей. К весам прилагается 4 набора рейтеров-разновесов, которые при взвешивании надевают на длинное плечо коромысла.

Определение плотности минерала производят следующим образом: проверив и отрегулировав весы, зернышко минерала взвешивают сначала в воздухе, а затем в стаканчике, наполненном дистиллированной водой. Потеря в массе, согласно закону Архимеда, даст нам объем минерала.

Плотность определяется по формуле $d = \frac{P}{V} = \frac{P}{P - P_1}$, где P — масса минерала; P_1 — масса минерала в воде; V — объем минерала.

Для получения более точных результатов, особенно при работе с тяжелыми минералами, воду заменяют бромформом. Точность определения при этом $\pm 0,001$.

Определение плотности минералов в тяжелых жидкостях. Этот метод наиболее простой и удобный, но менее точный. Для определения плотности минерала необходимо иметь набор тяжелых жидкостей с различной плотностью. Чем меньше интервал между соседними жидкостями, тем более точно можно определить плотность минерала. Зерно минерала погружают в жидкость. Если зерно тонет — плотность его больше жидкости, если всплывает — меньше, если находится во взвешенном состоянии — плотности жидкости и минерала одинаковы. Для получения более точных результатов пользуются растворами — смесями той или иной жидкости с водой. Например, разбавляя жидкость Клеричи, можно составить шкалу с плотностями от 2,8 до 4,27.

РАСЧЕТ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МИНЕРАЛОВ НА ФОРМУЛУ

Химический состав минералов рассчитывают на формулы. Для расчета формулы необходимо иметь таблицу молекулярных масс окислов для кислородных соединений и таблицу атомных масс элементов для сульфидов.

I. *Пример расчета химического анализа халькопирита.* В результате химического анализа халькопирита получено (массовые %): Cu 34,5; Fe 30,3; S 35,0 (сумма 99,8). Атомные массы этих элементов соответственно для Cu = 63,5, для Fe = 55,9 и для S = 32,0. Разделив массовые % каждого элемента на атомную массу, получим атомные количества. Для удобства, чтобы не иметь дробных атомных количеств, умножаем их на 1000. В виде таблицы это можно представить так:

	Массовые %	Ат. масса	Атомные количества
Cu	34,5	63,5	543
Fe	30,3	55,9	545
S	35,0	32,0	1093
С у м м а	99,8		

Сравнивая отношения между атомными количествами, получим отношения Cu : Fe : S = 543 : 545 : 1093 или, упростив, Cu : Fe : S = 1 : 1 : 2, т. е. имеем: CuFeS_2 .

II. *Пример расчета химического анализа граната.* Как известно, минералы группы граната представляют собой изоморфный ряд нескольких составляющих; общая формула гранатов $R_3R_2^{2+}[\text{SiO}_2]_3$, где $R^{2+} = \text{Mg, Ca, Fe}^{2+}, \text{Mn}$ и $R^{3+} = \text{Al, Fe}^{3+}, \text{Cr}$.

Химический состав граната, изображенный на табл. I *, рассчитываем на формулу.

Молекулярные количества получаем, разделив массовые % каждого окисла на молекулярную массу и умножив на 1000.

Например, для SiO_2 это будет $36,76 : 60,06 \cdot 1000 = 612$.

Молекулярные количества SiO_2 и TiO_2 объединяют.

Расчет состава граната ведется на 12 атомов кислорода. Атомные количества катионов и кислорода получаем из расчета содержания катионов и кислорода в окислах. Например, атомное количество катионов для Al_2O_3 будет $154 \cdot 2 = 308$; атомные количества кислорода для Al_2O_3 будут $154 \cdot 3 = 462$. Общая сумма атомных количеств кислорода в нашем случае равна 2543. Разделив эту сумму на 12, получаем множитель 212. Затем для каждого компонента узнаем число атомов кислорода. Для этого делим атомное количество на полученный множитель, например для

* Химический анализ граната взят из книги А. П. Лебедева «Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна», АН СССР, 1955.

Таблица I

Компоненты	Массо- вые %	Молеку- лярные колич- ества	Атомное колич- ество катионов	Атомное колич- ество кисло- рода	Число атомов кисло- рода	Число атомов катионов
					(при расчете на 12)	
SiO ₂	36,76	612	630	1260	5,95	2,96
TiO ₂	1,37	18				
Al ₂ O ₃	15,69	154	308	462	2,18	1,44
Fe ₂ O ₃	8,56	53	106	159	0,75	0,49
FeO	2,04	28	28	28	0,13	0,13
MnO	0,20	3	3	3	0,01	0,01
MgO	1,96	49	49	49	0,23	0,23
CaO	32,62	582	582	582	2,74	2,74
Na ₂ O	0,26	—	—	—	—	—
K ₂ O	Нет	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,48	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,04	—	—	—	—	—
Сумма	99,98			2543		

Al₂O₃ 462 : 212 = 2,18. Число атомов катионов определяем из соотношения количества катионов и кислорода в окислах. Например, для SiO₂ число атомов катиона будет вдвое меньше количества атомов кислорода, т. е. 5,95 : 2 = 2,96. Теперь объединяем катионы, которые могут изоморфно замещать друг друга, отдельно двухвалентные (Mn, Ca, Mg, Fe²⁺) и трехвалентные (Al и Fe³⁺). Получаем формулу граната: (Mn_{0,01}·Ca_{2,74} × Mg_{0,23} Fe_{0,13})_{3,11} [Al_{1,44} Fe_{0,49}³⁺]_{1,93} Si_{2,96}O₁₂. Состав этого граната можно выразить в виде отдельных составляющих, которые иногда выделяют как самостоятельные минералы:

гроссуляр Ca₃Al₂[SiO₄]₃, или 3CaO + Al₂O₃ + 3SiO₂;
 альмандин Fe₃Al₂[SiO₄]₃, или 3FeO + Al₂O₃ + 3SiO₂;
 пироп Mg₃Al₂[SiO₄]₃, или 3MgO + Al₂O₃ + 3SiO₂;
 андрадит Ca₃Fe₂[SiO₄]₃, или 3CaO + Fe₂O₃ + 3SiO₂;
 спессартин Mn₃Al₂[SiO₄]₃, или 3MnO + Al₂O₃ + 3SiO₂.

Как видно из вышеприведенных формул, некоторые элементы входят в состав только одного минерала, например Mn, Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, в то время как другие элементы входят в состав двух (Ca), четырех (Al) и пяти (Si) минералов.

Исходя из атомных количеств катионов (табл. II) берем весь Mn и связываем его с эквивалентными количествами Al и Si (спессартин), Mg и Fe²⁺ также соответственно связываем с Al и Si (пироп и альмандин), Fe³⁺ связываем с эквивалентными количествами Ca

Таблица II

Компоненты	Атом- ные ко- личест- ва ка- тионов	Спессар- тин	Пироп	Альман- дин	Андра- дит	Гроссу- ляр	Ос- татки
SiO ₂	630	3	49	28	159	384	7
Al ₂ O ₃	308	2	32	18		256	
Fe ₂ O ₃	106				106		
FeO	28			28			
MnO	3	3					
MgO	49		49				
CaO	582				159	384	39
Сумма		8	130	74	424	1024	

и Si (андрадит) и наконец оставшийся Al связываем с Ca и Si (гроссуляр).

Приводим к 100 и получаем:

гроссуляр	61,7%,
андрадит	25,6%,
пироп	7,8%,
альмандин	4,4%,
спессартин	0,5%.

Такое изображение состава граната является приближенным. В данном случае получается избыточное количество CaO ~ 1%. Присутствие TiO₂ свидетельствует о наличии шорломитовой составляющей, а присутствие H₂O — о наличии гидрограната.

ПРИЛОЖЕНИЕ

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ

Знание парагенетических ассоциаций минералов, которые мы наблюдаем в образцах горных пород и руд, очень важно. По характерным парагенезисам определяется принадлежность образца к тому или иному процессу минералообразования, высказывается предположение о возможности нахождения других минералов, в том числе и практически ценных. Ассоциация минералов в образце — это то, что прежде всего видит геолог, и умение правильно определить эти минералы, узнать способ их образования и предугадать возможность нахождения других минералов является первой задачей исследования. В дальнейшем, применяя различные аналитические методы, минеральный состав определяется с достаточной точностью (например в шлифах), исследуется и химический состав минералов, включая и микроэлементы, т. е. производится всестороннее изучение минералов и, соответственно, горных пород, состоящих из этих минералов.

В минералогии и петрографии в настоящее время существует новый метод изучения минеральных ассоциаций — парагенетический анализ, разработанный акад. Д. С. Коржинским на основе законов физической химии. Учение о парагенетических ассоциациях минералов имеет чрезвычайно важное значение в минералогии, петрографии и науке о полезных ископаемых.

Парагенетические ассоциации минералов наиболее удобно выделять по главным типам их генезиса. Ниже приводятся главнейшие парагенетические ассоциации минералов.

Минералы ультраосновных пород

Породообразующие	Рудные
Оливин	Хромит
Энстатит	Магнетит
Бронзит	Пирротин
Гиперстен	Пентландит
Диопсид	Халькопирит
Основные плагиоклазы	Платина
	Алмаз

Минералы, образующиеся в результате гидротермального изменения

	Экзогенные
Серпентин	Кварц
Хризотил-асбест	Халцедон
Тальк	Опал
Магнезит	Нонтронит
Хлорит	Ревдинскит
	Гарниерит
	Лимонит
	Арагонит

Минералы основных пород

Породообразующие	Рудные	Минералы, образующиеся в результате гидротермального изменения и экзогенные
Моноклинные пироксены	Магнетит	Эпидот
Основные плагиоклазы	Ильменит	Цоизит
Роговая обманка	Пирротин	Серицит
	Пентландит	Хлорит
	Халькопирит	Уралит
	Минералы группы платины	

Минералы средних пород

Породообразующие	Рудные
Средние плагиоклазы	Магнетит
Роговая обманка	Халькопирит
Биотит	Молибденит

Минералы щелочных пород

Микроклин	Ильменит
Альбит	Магнетит
Нефелин	Пироклор
Лейцит	
Эгирип	
Роговая обманка	
Титанит	
Апатит	

Минералы кислых пород

Породообразующие	Рудные	Экзогенные
Кварц	Касситерит	Каолинит
Ортоклаз	Вольфрамит	Серицит
Микроклин	Молибденит	Лимонит
Олигоклаз	Золото	
Биотит	Шеелит	
Мусковит	Монацит	
Роговая обманка	Циркон	

Минералы пегматитов

Гранитные пегматиты	Щелочные пегматиты
Микроклин	Нефелин
Альбит	Циркон
Плагиоклаз	Пироклор
Биотит	Минералы циркония,
Мусковит	редких земель и тория
Турмалин	
Ортит	
Берилл	
Топаз	
Сподумен	
Лепидолит	
Колумбит	
Танталит	
Касситерит	
Эгирип	
Альбит	
Титанит	
Роговая обманка	

Минералы скарнов

Известковые скарны	Магнезиальные скарны
Диопсид	Диопсид
Геденбергит	Актинолит
Андрадит	Кальцит
Гроссуляр	Флогопит
Везувиан	Титанит
Скаполит	Апатит
Волластонит	Шпинель
Эпидот	Корунд
Кальцит	Магнетит
Кварц	Людвигит
Шеелит	
Молибденит	
Халькопирит	
Пирит	
Галенит	
Сфалерит	
Магнетит	

Минералы вулканических возгонов

Сера
Реальгар
Железный блеск
Киноварь
Пирит
Борная кислота $B(OH)_3$
Нашатырь NH_4Cl

Минералы грейзенов

Кварц
Мусковит
Лепидолит
Турмалин
Топаз
Берилл
(аквамарин)
Вольфрамит
Арсенопирит
Касситерит
Молибденит
Флюорит

Минералы высокотемпературных гидротермальных жил

Кварц
Берилл
Топаз
Флюорит

Касситерит
Вольфрамит
Арсенопирит
Висмутин
Молибденит
Пирит
Пирротин
Станнин

Минералы среднетемпературных гидротермальных жил

Кварц
Сидерит
Барит
Флукорит
Серцит

Золото
Пирит
Халькопирит
Галенит
Сфалерит
Борнит

Арсениды и сульфиды никеля, кобальта, висмута и серебра
Уранинит
Кобальтин

Минералы низкотемпературных гидротермальных жил

Кварц
Кальцит
Барит
Халцедон
Флюорит
Исландский шпат
Алунит

Киноварь
Антимонит
Реальгар
Аурипигмент
Золото
Блеклые руды
Марказит

Минералы метаморфические (регионального метаморфизма)

Полевые шпаты
Кварц
Биотит
Мусковит
Роговая обманка
Пироксены
Альмандин
Ставролит

Андалузит
Дистен
Силлиманит
Кордиерит
Турмалин
Актинолит
Графит

Тальк
Хлорит
Гематит
Магнетит
Рутил
Эпидот
Кальцит

Минералы зоны окисления сульфидных месторождений

Меди

Свинца и цинка Молибдена

Малахит
Азурит
Хризоколла
Диоптаз
Куприт

Церуссит
Англезит
Пироморфит
Смитсонит
Каламин

Повеллит
Ферримоллибдит

Медь самородная
Фосфаты, арсенаты и сульфаты меди

Весьма распространены: лимонит, кальцит, арагонит, гипс

В зоне вторичного сульфидного обогащения

{ халькозин самородное золото, селенит
ковеллин ребр, медь
борнит

Минералы железных и марганцевых осадочных пород и руд

Гидрогётит
Шамозит
Тюрингит
Глауконит
Сидерит
Вивианит

Псиломелан
Пиrolюзит
Манганит
Родохрозит
Кальцит
Кварц

Минералы как химические осадки

Гипс
Ангидрит
Галит
Сильвин
Карналлит

Мирабилит
Гидроборацит
Колеманит и другие бораты

Минералы россыпей

Алмаз
Золото
Платина
Касситерит
Шеелит

Вольфрамит
Топаз
Шпинель
Гранат
Рутил

Циркон
Монацит
Турмалин
Корунд
Магнетит
Ильменит
Киноварь

ПРИЛОЖЕНИЕ 6

ОПРЕДЕЛИТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ ПО ВНЕШНИМ ПРИЗНАКАМ

Предлагаемый определитель представляет собой упрощенный вариант определителя минералов по внешним признакам проф. Н. А. Смольянинова¹. В качестве основных признаков в определителе приняты блеск, твердость, цвет, формы выделения минералов в природе (порошковатость, волокнистость и т. п.) и растворимость в воде.

Все минералы без металлического блеска по твердости делятся на две группы: с твердостью больше 5 и меньше 5. Эту твердость можно легко установить при помощи ножа или кусочка стекла.

При работе с определителем необходимо пользоваться описательной частью. Она дополняет краткую характеристику минералов, данную в таблицах определителя, позволяя точнее установить определяемый минерал. В частности, необходимо обращать внимание на генетические признаки минералов (условия нахождения в природе, парагенезис и т. п.), которые не вошли к схему определителя, но которым в описательной части уделено больше внимания.

¹ Смольянинов Н. А. Практическое руководство по минералогии. М., Недра, 1972.

При названии минералов в скобках указаны страницы, на которых они описаны в учебнике.

В определителе приняты следующие сокращения:

Сп. — спайность,

Тв. — твердость,

Плотн. — плотность.

Определение минералов надо вести строго последовательно в том порядке, какой указан в нижеприведенной схеме.

СХЕМА ОПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ

Минералы с металлическим блеском

- I. Порошковатые, с. 393
- II. Игольчатые, волосовидные и жилковатого сложения, с. 393
- III. Иного вида.
 - 1. Цвет минерала железно-черный, с. 394
 - 2. Цвет минерала стально-серый до серебряно-белого, с. 394
 - 3. Цвет минерала от золотистого и соломенно-желтого до медно-красного, с. 396

Минералы без металлического блеска; твердость от 1 до 5

- I. Скрытокристаллические и в виде натеков и корочек.
 - A. Не растворяются в воде, с. 397
 - B. Растворяются в воде, с. 398
- II. Порошковатые.
 - A. Не растворяются в воде.
 - 1. Цвет минерала буровато-черный, с. 399
 - 2. Цвет минерала красный разных оттенков до вишнево-красного и розовый, с. 399
 - 3. Цвет минерала желтый и зеленовато-желтый, с. 399
 - 4. Цвет минерала зеленый, с. 400
 - 5. Цвет минерала синий, с. 400
 - 6. Цвет минерала белый; иногда бесцветен, с. 400
 - B. Растворяются в воде, с. 401
- III. Жилковатого или волокнистого сложения.
 - A. Не растворяются или плохо растворяются в воде, с. 401
 - B. Легко растворяются в воде, с. 402
- IV. Иного вида.
 - A. Цвет черты красный до оранжево-желтого, с. 402
 - B. Цвет черты иной.
 - 1. Цвет минерала красный, коричнево-красный, розовый, с. 403
 - 2. Цвет минерала красновато-бурый, бурый до черного, с. 403
 - 3. Цвет минерала желтый разных оттенков, с. 405
 - 4. Цвет минерала изумрудно-зеленый, темно-зеленый и других оттенков зеленого цвета, с. 405
 - 5. Цвет минерала голубой, синий, с. 406

6. Цвет минерала фиолетовый, с. 407
7. Цвет минералов белый; серый; бесцветные
 - а) не растворяются или плохо растворяются в воде, с. 407
 - б) легко растворяются в воде, с. 410

Минералы без металлического блеска; твердость больше 5

- I. Скрытокристаллические или в виде натечных и сферондальных форм, с. 411
- II. В виде кристаллов или зернистых масс.
 1. Цвет минерала черный, зеленовато-черный или темно-бурый, с. 412
 2. Цвет минерала красный или розовый, с. 413
 3. Цвет минерала желтый или желтовато-зеленый, с. 414
 4. Цвет минерала бурый, красновато-бурый, дымчатый, с. 415
 5. Цвет минерала зеленый: от бледно-зеленого до темно-зеленого, с. 416
 6. Цвет минерала синий, голубой, с. 417
 7. Цвет минерала серый, с. 417
 8. Цвет минералов белый; иногда бесцветные
 - а) кристаллы хорошо образованы, различается сингония: кубическая сингония, с. 418
тетрагональная сингония, с. 418
гексагональная или тригональная сингония, с. 418
ромбическая сингония, с. 419
 - б) кристаллы хорошо образованы, сингонию по виду кристаллов определить нельзя, с. 419
 - в) сплошные зернистые массы и другие образования, с. 419

ТАБЛИЦА МИНЕРАЛОВ

Минералы с металлическим блеском

I. Порошковатые

Пирролюзит (с. 163) MnO_2 . Цвет черный. Землистый, оолитовый, марающий руки. Встречается среди осадочных пород и как продукт выветривания в зоне окисления месторождений.

Тенорит CuO . Черный порошок. Встречается в зоне окисления месторождений меди.

Мышьяк As . Черный порошок и налеты в связи с окислением мышьяковистых минералов. Улетучивается при нагревании.

II. Игольчатые, волосовидные и жилковатого сложения

Пирролюзит (с. 163) MnO_2 . Тв. 2. Цвет железно-черный.

Антимонит (с. 141) Sb_2S_3 . Тв. 2. Цвет стально-серый, часто наблюдается пестрая яркая побежалость. Сп. совершенная по длине кристаллов.

Висмутин (с. 142) Bi_2S_3 . Тв. 2. Цвет оловянно-белый. Сп. как у антимонита. Отличается от антимонита несколько более светлым цветом.

Серебро (с. 127) Ag. Тв. 2,5—3. Ковкое и гибкое. Цвет серебряно-белый. Встречается в волосовидных и ветвистых формах.

Джемсонит $\text{Pb}_2\text{Sb}_2\text{S}_5$. Тв. 2—3. Цвет стально-серый до темного свинцово-серого. Черта серовато-черная. Тонкоигольчатые волосовидные очень хрупкие кристаллы; также плотноволокнистый.

Буланжерит (с. 150) $\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$. Тв. 3. Цвет черновато-свинцово-серый. Плотные волокнистого сложения массы. Волосовидные кристаллы, более гнущиеся и менее хрупкие, чем у джемсонита.

III. Иного вида

1. Цвет минерала железно-черный

Графит (с. 134) C. Тв. 1. Плотный, чешуйчатый. Пишет на бумаге (не смешивать с молибденитом!).

Пирролюзит (с. 163) MnO_2 . Тв. 2. Радиальнолучистый, оолитовый.

Энаргит Cu_3AsS_4 . Тв. 3. Цвет серовато-серый до железно-черного, сплошной, зернистый, иногда в шестоватых агрегатах. Кристаллы редки.

Халькозин (с. 136) Cu_2S . Тв. 2,5—4. Отчасти ковкий. Сп. нет. От сходного аргентита отличается меньшей ковкостью и тем, что не режется ножом.

Магнетит (с. 169) FeFe_2O_4 . Тв. 6. Сильно магнитен.

Ильменит (с. 172) FeTiO_3 . Тв. 6. Слабо магнитен или немагнитен.

Псиломелан (с. 177). Содержит MnO_2 , MnO , BaO , K_2O , H_2O и др. Тв. 4—6. Натечные гроздевидные и почковидные формы, плотные массы.

2. Цвет минерала стально-серый до серебряно-белого

Графит (с. 134) C. Тв. 1. Цвет темно-стально-серый. Плотный, чешуйчатый (не смешивать с молибденитом!).

Молибденит (с. 143) MoS_2 . Тв. 1. Цвет светлый стально-серый, с голубоватым оттенком. Сп. совершенная.

Антимонит (с. 141) Sb_2S_3 . Тв. 2. Цвет стально-серый. Игольчатые и призматические, удлинённые кристаллы. Сп. совершенная.

Висмутин (с. 142) Bi_2S_3 . Тв. 2. Цвет оловянно-белый. Похож на антимонит.

Джемсонит $\text{Pb}_2\text{Sb}_2\text{S}_5$. Тв. 2—3. Цвет стально-серый до темного свинцово-серого. Черта серовато-черная. Тонкоигольчатые волосовидные кристаллы, плотноволокнистые и сплошные массы. Встречается в рудных жилах с сульфидами свинца и сурьмы

Аргентит Ag_2S . Тв. 2,5. Цвет свинцово-серый. Ковкий, стругается ножом. Сп. нет.

Галенит (с. 136) PbS . Тв. 2,5. Цвет свинцово-серый. Сп. совершенная по кубу. Образует кристаллы и сплошные зернисто-кристаллические массы.

Халькозин (с. 137) Cu_2S . Тв. 2,5—3. Цвет свинцово-серый. Отчасти ковкий. Сп. нет. От сходства аргентита отличается значительно меньшей ковкостью и тем, что не режется ножом.

Серебро (с. 127) Ag . Тв. 2,5—3. Ковкое. Цвет серебряно-белый. Тонкие пленки, корочки, сплошные и ветвистые массы; иногда самородки.

Бурнонит PbCuSbS_3 . Тв. 2,5—3. Цвет стально-серый. Сплошной, зернистый. Характерные двойники. Встречается в некоторых гидротермальных рудных жилах с галенитом.

Буланжерит (с. 150) $\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$. Тв. 2,5—3. Цвет черноватый, свинцово-серый. Плотные волокнистого сложения и лучистые агрегаты. Напоминает антимонит, от которого отличается несколько более светлым цветом и обычно резко выраженным волокнистым сложением.

Энаргит Cu_3AsS_4 . Тв. 3. Цвет серовато-черный. Сплошной, зернистый, иногда в шестоватых агрегатах. Кристаллы редки. Встречается в кварц-баритовых жилах с сульфидами.

Мышьяк As . Тв. 3—3,5. Тяжелый (плотн. 5,7). Цвет оловянно-белый в свежем изломе, черный на выветрелой поверхности. Зернистый, сплошной; скорлуповатые натёки и корки. Кристаллы редки.

Тетраэдрит (с. 150) Cu_3SbS_3 . Тв. 3,5. Цвет стально-серый, блеск тусклый. Сп. нет. Тетраэдры, мелкозернистые массы. Легко выветривается.

Станнин (с. 146) $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$. Тв. 3,5. Цвет стально-серый, слегка желтоватый. Сплошной, зернистый, вкрапленный. Напоминает блеклую руду. Встречается в сульфидных кварцевых жилах. Редок.

Платина (с. 129) Pt . Тв. 4—4,5. Очень тяжелый (плотн. до 19). Ковкий. Цвет серебряно-белый. Зерна в россыпях и мелкая вкрапленность в хромите.

Псиломелан (с. 177). Содержит MnO_2 , MnO , BaO , K_2O , H_2O и др. Тв. 5—7. Натечные, гроздевидные и почковидные формы, плотные массы.

Хлоантит NiAs_{3-2} . Тв. 5,5. Тяжелый (плотн. до 7). Цвет оловянно-белый. Тонкозернистый и плотный, кристаллы редки. Часто сопровождается никелином (NiAs), а в выветрелых образцах — аннабергитом. При выбивании искр издает чесночный запах.

Герсдорфит NiAsS . Тв. 5,5. Цвет серебряно-белый с серовато-черной побежалостью. От хлоантита отличается формой кристаллов; преобладает октаэдр и куб. На выветрелых образцах наблюдается аннабергит. При выбивании искр издает чесночный запах.

Шмальтин CoAs_3 -2. Тв. 5,5—6. Цвет оловянно-белый. Обычно мелкозернистый, сплошной. В выветрелых образцах сопровождается эритрином.

Арсенопирит (с. 149) FeAsS . Тв. 5,5—6. Цвет светло-серый до серебряно-белого. Сплошные кристаллические массы, часто отдельные кристаллы и друзы. При выбивании искр издает чесночный запах.

3. Цвет минерала от золотистого и соломенно-желтого до медно-красного

Висмут Bi . Тв. 2,5. Ковкий. Очень тяжелый (плотн. до 9,8). Цвет и черта серебряно-белые с красноватым оттенком.

Медь (с. 128) Cu . Тв. 2,5—3. Ковкая. Цвет медно-красный. Корки, кристаллические сростки, желваки. Легко растворяется в HNO_3 .

Золото (с. 125) Au . Тв. 2,5—3. Ковкое. Большая плотн. (до 19). Цвет золотисто-желтый. Зерна, налеты, листочки, корочки, кристаллы, ветвистые и другие формы. Встречается в россыпях и кварцевых жилах. В HNO_3 не растворяется.

Борнит (с. 146) Cu_5FeS_4 . Тв. 3. Цвет в свежем изломе темный медно-красный, наблюдается пестрая побежалость. Сплошной, зернистый и вкрапленный. Сп. нет.

Миллерит NiS . Тв. 3—3,5. Цвет латунно-желтый. Кристаллы игольчатые и волосовидные, а также радиальнолучистые агрегаты. Редок.

Халькопирит (с. 145) CuFeS_2 . Тв. 3,5—4. Цвет латунно-желтый часто с побежалостью. Цвет черты зеленовато-черный. Сп. нет (не смешивать с пиритом, от которого отличается меньшей твердостью!).

Пирротин (с. 140) Fe_{1-x}S . Тв. 3,5—4. Магнитен. Цвет бронзово-желтый. Сплошной, зернистый и вкрапленный. Кристаллы редки. Сп. нет.

Пентландит (с. 140) $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$. Тв. 3,5—4. Немагнитный. Цвет светлый бронзово-желтый (светлее пирротина, вместе с которым иногда встречается). Сп. ясная (в отличие от пирротина).

Никелин (красный никелевый колчедан) NiAs . Тв. 5—5,5. Цвет светлый медно-красный. Сплошной мелкозернистый, кристаллы редки. В выветрелых образцах сопровождается зеленым налетом аннабергита.

Кобальтин (с. 148) CoAsS . Тв. 5,5. Цвет серебряно-белый с красноватым оттенком. Плотный, зернистый и в виде кристаллов, напоминающих пирит.

Пирит (с. 147) FeS_2 . Тв. 6,5. Цвет светлый соломенно-желтый. Сплошные зернистые массы и кристаллы: кубы, пентагондодекаэдры и другие формы (не смешивать с халькопиритом, у которого меньшая твердость!).

Марказит (с. 148) FeS_2 . Тв. 6,5. Цвет бронзово-желтый. Желваки, копьевидные и гребенчатые сростки, кристаллические корочки. Легко выветривается.

Минералы без металлического блеска, твердость от 1 до 5

1. Скрытокристаллические и в виде натеков и корочек

А. Не растворяются в воде

Сера (с. 130) S . Тв. 1,5—2,5. Цвет бледно-желтый, иногда серовато-желтый. Легко плавится и загорается от спички.

Хризоколлa (с. 195) $CuSiO_3 \cdot nH_2O$. Тв. 2—4. Хрупкая, стекло-видная. Цвет зеленый, голубовато-зеленый. Полупрозрачная, мутная. Встречается в зоне окисления медных месторождений. Не вскипает от HCl .

Гидраргиллит (с. 175) $Al(OH)_3$. Тв. 2,5—3,5. Цвет белый и серый. Встречается в виде корок на известняках, сопровождается каолинитом и иногда алунитом.

Серпентин (с. 203) $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_8$. Тв. 2,5—4. Цвет желтовато-зеленый до темно-зеленого. Плотные скрытокристаллические массы.

Ярозит (с. 241) $KFe_3[SO_4]_2(OH)_6$. Тв. 2,5—3,5. Охряно-желтый. Образует плотные корочки и выполняет трещинки в рудных жилах в связи с окислением сернистых соединений железа. Растворяется в HCl .

Вад (с. 177). Водные окислы марганца, преимущественно MnO_2 . Тв. выше 3. Рыхлый. Ввиду пористости очень легкий. Цвет буровато-черный, до железо-черного. Черта буровато-черная.

Галлуазит (с. 206) $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 \cdot 4H_2O$. Тв. до 3. Твердая и плотная разность каолинита, содержащая повышенное количество воды. Цвет белый, желтый, бурый, серый, иногда синеватый. Гигроскопичен (липнет к языку).

Гидромагнетит $Mg_5[CO_3]_4(OH)_2 \cdot 4H_2O$. Продукт выветривания магнезиальных силикатов. Тв. около 3. Цвет снежно-белый. Мелоподобные корочки. Легко вскипает в HCl .

Кальцит (с. 224) $Ca[CO_3]$. Тв. 3 Шестовато- и лучистокристаллические натеки. Цвет белый, желтоватый, бурый и др. Сп. совершенная. Легко вскипает в HCl .

Аллофан $mAl_2O_3 \cdot nSiO_2 \cdot pH_2O$. Тв. 3 Цвет голубоватый до бутылочно-зеленого. Стекловидный, прозрачный и мутный. Продукт разрушения алюмосиликатов. Встречается в углесодержащих пластах и в зоне выветривания.

Арагонит (с. 227) $Ca[CO_3]$. Тв. 3,5—4. Тонкокристаллические натеки, иногда оолитовые образования (гороховый камень). Сп. неясная. Цвет белый, серый, желтый и др. Легко вскипает в HCl . В отличие от кальцита порошок при нагревании с раствором $Co(NO_3)_2$ становится фиолетовым.

Малахит (с. 229) $Cu_2[CO_3](OH)_2$. Тв. 3,5—4. Цвет зеленый. Непрозрачен. Плотные жилковатого сложения скорлуповатые

натски. Встречается в зоне окисления медных руд. Вскипает в HCl.

Азурит (с. 230) $\text{Cu}_3[\text{CO}_3]_2(\text{OH})_2$. Тв. 3,5—4. Цвет ярко-синий. Образует корочки, иногда хорошо окристаллизованные. Встречается в зоне окисления медных руд вместе с малахитом.

Алунит (с. 240) $\text{KAl}_3[\text{SO}_4]_2(\text{OH})_6$. Тв. 3,5—4. Плотный, каолиноподобный. Негигроскопичен. Встречается в вулканогенных породах и иногда в виде плотных желваков в глинах.

Смитсонит (с. 226) $\text{Zn}[\text{CO}_3]$. Тв. 3,5—4,5. Цвет зеленоватый и голубоватый. Встречается в виде натеком и корок в зоне окисления цинковых месторождений. Вскипает в HCl в тонком порошке или при нагревании.

Магнезит (с. 224) $\text{Mg}[\text{CO}_3]$. Тв. до 4,5. Цвет белый. Плотные фарфоровидные массы. Встречается с серпентином как продукт его разрушения. В HCl растворяется только в порошке и при нагревании.

Ловчоррит Фторотитаносиликат. Тв. 4,5—5. Аморфный, клеевидный. Цвет желто-бурый. Просвечивает. Встречается в пегматитах щелочных пород.

Лимонит (с. 176) $\text{HFeO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Тв. до 5. Цвет бурый, на поверхности натеков почти черный. Черта желтовато-бурая. Кроме натеков, образует желваки и плотные землистые массы.

Бирюза $\text{CuAl}_6[\text{PO}_4]_4(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Тв. 5. Цвет голубой и голубовато-зеленый до серовато-зеленого. Блеск тусклый. Аморфные образования в трещинках и пустотках пород.

Б. Растворяются в воде

Селитры (с. 231) $\text{Na}[\text{NO}_3]$ и $\text{K}[\text{NO}_3]$. Тв. 1,5—2. Цвет белый, желтоватый или бесцветные. Вкус охлаждающий. Дают вспышку при накаливании в смеси с порошком угля. Калиевая селитра менее гигроскопична и дает более сильную вспышку. Встречается в виде выцветов.

Галит (с. 153) NaCl . Тв. 2. Бесцветный, белый и серый. Вкус сильно соленый.

Эпсомит $\text{Mg}[\text{SO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Тв. 2. Бесцветный и белый. Вкус горький. Химический морской осадок.

Мелантерит $\text{Fe}[\text{SO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Тв. 2. Цвет бутылочно-зеленый. Вкус металлический, вяжущий. Легко окисляется и переходит в землистую грязно-бурую массу. Образуется в зоне окисления сульфидных месторождений.

Гипс (с. 239) $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Тв. 2. Выцветы почв и др. Бесцветный или белый. В HCl не вскипает. В воде растворяется плохо.

Сода $\text{Na}_2[\text{CO}_3] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Обычно несколько обезвожена. Тв. 2,5—3. Цвет белый. Встречается в выцветах почвы в смеси с другими карбонатами натрия. Вскипает в HCl.

II. Порошковатые

А. Не растворяются в воде

1. Цвет минерала буровато-черный

Вад (с. 177). Водный окисел марганца, преимущественно MnO_2 . Рыхлый, часто в натечных формах.

2. Цвет минерала красный, разных оттенков до вишнево-красного и розовый

Реальгар (с. 145) As_4S_4 . Цвет оранжево-красный. Часто встречается вместе с аурипигментом.

Куприт (с. 156) Cu_2O . Цвет кирпично-красный. Встречается вместе с окисленными медными рудами.

Красный железняк (с. 157) Fe_2O_3 . Цвет темно-красный (вишнево-красный). Встречается в месторождениях железных руд.

Эритрин (с. 235) $CO_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$. Цвет розовый. Встречается с мышьяковистыми кобальтовыми рудами в зоне окисления, иногда с магнетитом.

Гуммит. Тонкая смесь различных урановых минералов. Содержит воду. Цвет оранжево-желтый или красновато-желтый. Сопровождает в качестве продукта выветривания урановую смолку. Радиоактивный, редкий.

3. Цвет минерала желтый и зеленовато-желтый

Аурипигмент (с. 143) As_2S_3 . Цвет золотисто-желтый. Встречается вместе с реальгаром.

Сера (с. 130) S . Цвет бледно-желтый, иногда серовато-желтый. Горит, при этом распространяется запах сернистого газа.

Лимонит (с. 176) $HFeO_2 \cdot nH_2O$. Цвет охряно-желтый. Порошковатые налеты и массы; часто переходит в желваки, плотные корки и натечи.

Ярозит (с. 241) $KFe^{3+}[SO_4]_2(OH)_6$. Цвет охряно-желтый. Представляет собой продукт окисления серного колчедана. Растворяется в HCl .

Сурьмяная охра (с. 159). Состав неопределенный. Цвет грязно-желтый. Встречается вместе с антимонитом в зоне окисления.

Ферримолибдит (с. 243) $Fe_2[MoO_4]_3 \cdot 7H_2O$. Цвет желтовато-зеленый. Находится вместе с повеллитом в зоне окисления молибденовых месторождений.

Тюямунит (кальциевый карнотит) (с. 236) $Ca[UO_2]_2[VO_4]_2 \times 8H_2O$. Охристый, порошковатый и в виде тонких чешуйчатых кристаллов. Цвет желтовато-зеленоватый. Минерал радиоактивный. Редок.

4. Цвет минерала зеленый

Малахит (с. 229) $\text{Cu}_2[\text{CO}_3](\text{OH})_2$. Встречается вместе с медными рудами в зоне окисления. Вскипает в HCl .

Аннабергит (с. 235) $\text{Ni}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Цвет бледно-зеленый до изумрудно-зеленого. Встречается в зоне окисления мышьяковистых никелевых руд.

Ревдинскит (с. 205) Ni -силикат. Яблочно-зеленый. Встречается со змеевиками в коре выветривания ультрабазитов.

Прохлорит (с. 211). Гидроксилсодержащий силикат Fe и Mg . Цвет темно-зеленый. Мелкочешуйчатый. Встречается в кварцевых жилах; в виде зеленого налета покрывает кристаллы кварца, адуляра и другие минералы.

Глауконит (с. 210). Водный алюмосиликат Fe и K . Цвет темно-зеленый. Встречается в песках, песчаниках, известняках.

5. Цвет минерала синий

Азурит (с. 230) $\text{Cu}_3[\text{CO}_3]_2(\text{OH})_2$. Цвет ярко-синий. Встречается в зоне окисления медных руд вместе с малахитом. Вскипает в HCl .

Вивианит (с. 235) $\text{Fe}_3^{2+}[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Цвет синий, иногда зеленовато-синий. Встречается в торфяных болотах.

6. Цвет минерала белый, иногда бесцветен

Каолинит (с. 205) $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$. Жирный на ощупь. Гигроскопичен. При замешивании с водой образует пластичную массу.

Серицит (с. 208). Вторичная мелкокристаллическая калиевая слюда. Встречается в чешуйчатых и плотных массах. Входит в состав сланцев и измененных серицитизированных пород.

Скородит (с. 235) $\text{Fe}[\text{AsO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Тонкий, пачкающий руки порошок, иногда вместе с плотным землистым скородитом зеленоватого цвета. Продукт окисления арсенопирита.

Алунит (с. 240) $\text{KAl}_3[\text{SO}_4]_2(\text{OH})_6$. Каолиноподобный. Сухой на ощупь. Негигроскопичен. Встречается в виде желваков в глинах.

Гипс (с. 239) $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Выцветы почв. В HCl не вскипает.

Мел (с. 224) $\text{Ca}[\text{CO}_3]$. Вскипает в HCl . Негигроскопичен. Сухой на ощупь.

Гидромагнезит $\text{Mg}_5[\text{CO}_3]_4(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Цвет снежно-белый. Порошковатые землистые массы и корочки. Легко вскипает в HCl . Образуется при выветривании магнезиальных силикатов.

Гидраргиллит (с. 175) $\text{Al}(\text{OH})_3$. Грубый на ощупь. Негигроскопичен. Кроме землистых порошковатых масс, встречается в виде корок в карстовых пустотах известняков вместе с каолином и алунитом.

Церуссит (с. 227) $\text{Pb}[\text{CO}_3]$. Грубый на ощупь. Большая плотн. (до 6,5). Встречается вместе с плотным церусситом в зоне окисления свинцовых месторождений.

Б. Растворяются в воде

Галит (с. 153) NaCl . Вкус сильно соленый.

Тенардит (с. 239) $\text{Na}_2[\text{SO}_4]$. Вкус солоноватый. Выцветы почв в связи с выветриванием мирабилита.

Мирабилит (с. 239) $\text{Na}_2[\text{SO}_4] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Вкус солоноватый. Выцветы почв в связи с гидратацией тенардита.

Нашатырь NH_4Cl . Белые налеты, корки, выцветы. Вкус солоноватый. Встречается в трещинах и пустотах лав; образуется при подземных пожарах каменного угля.

Эпсомит $\text{Mg}[\text{SO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Вкус горький. Химический морской осадок.

Селитры (с. 231) $\text{Na}[\text{NO}_3]$ и $\text{K}[\text{NO}_3]$. Вкус охлаждающий. Дают вспышку при накаливании в смеси с порошком угля. Калиевая селитра менее гигроскопична и дает более сильную вспышку. Встречаются в виде выцветов.

Сода $\text{Na}_2[\text{CO}_3] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Обычно несколько обезвожена. Встречается в виде выцветов. Вскипает в HCl .

Гипс (с. 239) $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Выцветы в почвах. Безвкусный. В HCl не вскипает.

Борная кислота $\text{B}(\text{OH})_3$. Тонкочешуйчатые налеты и корочки в вулканических местностях. Блеск перламутровый. Вкус кислотный и несколько горький.

III. Жилковатого или волокнистого сложения

А. Не растворяются или плохо растворяются в воде

Гипс (с. 239) $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Тв. 2. Легкий (плотн. 2,3). Цвет белый, желтый, мясо-красный.

Немалит $\text{Mg}(\text{OH})_2$. Тв. 2. Волокна хрупкие. Цвет бледно-зеленоватый. Образуется по магнезиальным силикатам ультраосновных пород.

Эритрин (с. 235) $\text{Co}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Тв. 2,5. Цвет розовый.

Аннабергит (с. 235) $\text{Ni}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Цвет яркий изумрудно-зеленый.

Целестин (с. 237) $\text{Sr}[\text{SO}_4]$. Тв. 3,5. Плотн. до 4. Цвет голубой. Образуется прожилки небольшой мощности.

Брошантит $\text{Cu}_4[\text{SO}_4](\text{OH})_6$. Тв. 3,5—4. Цвет изумрудно-зеленый до черно-зеленого. Прожилки в зоне окисления медных месторождений.

Асбест змеевиковый (хризотил-асбест) (с. 204) $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$. Цвет белый, серый, зеленоватый. Волокна мягкие, упругие. Встречается в виде прожилков в змеевиках.

Асбест роговообманковый. Цвет белый, серый, зеленоватый, синий и др. Волокна более хрупкие по сравнению со змеевиковым асбестом.

Селитры (с. 231) $\text{Na}[\text{NO}_3]$ и $\text{K}[\text{NO}_3]$. Тв. 1,5—2. Выцветы. Бесцветные и белые. Вкус охлаждающий. Дает вспышку при накаливании в смеси с порошком угля. Калиевая селитра менее гигроскопична и дает более сильную вспышку.

Галит (с. 153) NaCl . Тв. 2. Бесцветен, иногда мясо-красный, синий. Встречается в виде прожилков в соляных месторождениях.

Эпсомит $\text{Mg}[\text{SO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Тв. 2. Бесцветный или белый. Выцветы, иногда длинноволокнистые образования. Волокна хрупкие. Вкус горький. Химический морской осадок.

Галотрихит $\text{FeAl}_2[\text{SO}_4]_{12}22\text{H}_2\text{O}$. Тв. 2 Цвет белый или желтоватый. Вкус кислый, вязущий. Выцветы и корки в связи с процессами окисления.

Полигалит $\text{Ca}_2\text{MgK}_2[\text{SO}_4]_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Тв. 2,5—3. Цвет мясо-красный от механической примеси окиси железа. Прожилки в соляных месторождениях.

IV. И н о г о в и д а

А. Цвет черты красный до оранжево-желтого

Реальгар (с. 145) As_4S_4 . Тв. 1,5—2. Цвет оранжево-красный. Встречается вместе с аурипигментом, мышьяком и антимонитом.

Киноварь (с. 138) HgS . Тв. 2—2,5. Тяжелая (плотн. 8). Цвет темно-красный. Встречается вместе с сурьмяным блеском.

Пираргирит Ag_3SbS_3 . Тв. 2,5. Блеск металловидный. Цвет темный. Просвечивает красным цветом в тонких осколках. Цвет порошка красный. Хрупкий. Сп. нет.

Прустит Ag_3AsS_3 . Тв. 2,5. Блеск металловидный. Цвет светло-красный. Просвечивает даже в крупных кристаллах. Хрупкий. Сп. нет. Встречается, как и пираргирит, в гидротермальных кварц-кальцитовых жилах с сульфидами свинца и цинка и с арсенидами никеля и кобальта.

Крокоит $\text{Pb}[\text{CrO}_4]$. Тв. 3. Цвет оранжево-красный. Просвечивает. Кристаллы удлиненные. Встречается вместе со свинцовым блеском и пироморфитом в кварцевых жилах, в зоне окисления. Минерал редкий.

Куприт (с. 156) Cu_2O . Тв. 3,5—4. Цвет в порошке красный. Блеск полуметаллический. Сп. ясная. Встречается в виде октаэдров и сплошных кристаллических масс вместе с другими минералами меди.

Цинкит ZnO . Тв. 4—4,5. Цвет темно-красный, иногда оранжево-желтый (окраска от примеси марганца). Черта оранжево-желтая. Сп. совершенная. Хрупок. Прозрачен до просвечивающего по краям. Встречается в некоторых контактовых месторождениях. Редок.

Б. Цвет черты иной

1. Цвет минерала красный, коричнево-красный, розовый

Карналлит (с. 154) $\text{MgCl}_2 \cdot \text{KCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Тв. 1. Цвет красноватый до мясо-красного от мельчайших включений гематита. Легко расплывается на влажном воздухе. Встречается в месторождениях каменной соли.

Галит (с. 153) NaCl . Тв. 2. Крупнокристаллический, сплошные зернистые массы. Сп. совершенная по кубу. Легко растворяется в воде. Вкус соленый.

Гипс (с. 239) $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Тв. 2. Легкий (плотн. 2,3). Зернистые массы. В пробирке при нагревании выделяет воду.

Барит (с. 236) $\text{Ba}[\text{SO}_4]$. Тв. 2,5. Тяжелый (плотн. 4,6). Пластинчатые кристаллы и сплошные массы зернистого чешуйчатого и перистого сложения.

Родохрозит (с. 226) $\text{Mn}[\text{CO}_3]$. Тв. 3,5—4,5. Сп. совершенная. Цвет розовато-красный, темно-красный, коричневый. Черта белая. Просвечивает. Встречается в сплошных зернистых массах в виде корочек и натеков.

Триплит $(\text{Mn}, \text{Fe})_2[\text{PO}_4]$. Тв. 4,5—5. Цвет розовой до красного. Черта белая. Блеск жирный. Сп. довольно совершенная. Встречается в пегматитовых и кварц-полевошпатовых жилах с ⁺гюбенритом.

Гейландит $(\text{Na}_2, \text{Ca}, \text{Cr})[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Тв. 5. Тонкие пластинчатые кристаллы в пустотах и трещинах лав.

2. Цвет минерала красновато-бурый, бурый до черного

Биотит (с. 209). Магнезиально-железистая слюда. Тв. 2. Цвет черный. Сп. совершенная в одном направлении. Листочки упругие.

Флогопит (с. 209). Магнезиальная слюда. Тв. 2. Цвет бурый.

Лампрофиллит $\text{Na}_3\text{Sr}_2\text{Ti}_3(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_2[\text{SiO}_4]_4$. Тв. 2—3. Цвет золотисто-бурый и темно-бурый. Блеск сильный, перламутровый. Сп. совершенная. Тонкие листочки, отщепленные по спайности, хрупкие. Встречается в нефелиновых сиенитах в виде пластинчатых удлиненных кристаллов, иногда срастающихся в лучистые агрегаты. По внешнему виду и свойствам очень напоминает астрофиллит.

Вульфенит $\text{Pb}[\text{MoO}_4]$. Тв. 3. Цвет красновато-бурый. Кристаллы таблитчатые, часто хрупкие тонкие пластинки. Блеск жирный. Встречается в зоне окисления свинцовых месторождений.

Сфалерит (с. 139) ZnS . Тв. 3,5—4. Цвет бурый до черного. Черта от светло-желтой до темно-бурой. Сп. совершенная во многих направлениях (не смешивать с вольфрамитом!).

Сидерит (с. 226) FeCO_3 . Тв. 3,5—4. Цвет от светло-бурого до темно-бурого. Сп. совершенная. Кристаллы — ромбоэдри и зернистые массы. Вскипает при нагревании в HCl .

Пироморфит (с. 234) $\text{Pb}_5[\text{PO}_4]_3\text{Cl}$. Тв. 3,5—4. Цвет бурый (чаще зеленый). Образует корочки из кристаллов в виде столбчатых гексагональных призм. Встречается как вторичный продукт в зоне окисления свинцовых месторождений.

Ванадинит $\text{Pb}_5[\text{VO}_4]_3\text{Cl}$. Тв. 3,5—4. Цвет бурый до оранжево-красного. Кристаллы гексагонально-призматические и игольчатые, иногда тонкоигольчатые, волосовидные. Крупные кристаллы, нередко полые. Встречается в зоне окисления свинцовых месторождений.

Манганит (с. 177). $\text{MnO}(\text{OH})$. Тв. 4. Цвет черный, блеск металловидный. Цвет черты бурый. Кристаллы столбчатые, грубо исштрихованные вдоль; иногда натечные, плотные и землистые массы.

Ксенотим $\text{Y}[\text{PO}_4]$. Тв. 4—5. Цвет светло-бурый, красновато-желтовато-бурый до мясо-красного. Непрозрачен. Сп. совершенная. Встречается в пегматитовых жилах в виде квадратно-призматических или пирамидальных кристаллов, вросших в породу. По внешнему виду кристаллов напоминает циркон. Минерал редкий.

Шеелит (с. 242) $\text{Ca}[\text{WO}_4]$. Тв. 4,5. Тяжелый (плотн. 6). Цвет бурый (часто белый, прозрачный). Сп. довольно совершенная. Блеск жирный. Кристаллы в виде квадратных дипирамид; зерна и сплошные массы. Встречается в кварцевых жилах, в скарнах и в россыпях.

Триплит $(\text{Mn}, \text{Fe})_2\text{F}[\text{PO}_4]$. Тв. 4,5—5. Цвет темно-бурый. Черта желтовато-серая или бурая. Блеск жирный. Сп. довольно совершенная. Встречается в виде крупнозернистых выделений и отдельных кристаллов в пегматитовых жилах.

Диаллаг (с. 198). Разновидность авгита. Тв. около 5, обычно меньше вследствие выветривания. Цвет серый, бурый, желтоватый. Блеск перламутровый, иногда металловидный. Характерна отдельность по (100).

Вольфрамит (с. 241) $(\text{Fe}, \text{Mn})[\text{WO}_4]$. Тв. около 5. Плотн. 7,5. Цвет коричневый до желтовато-черного. Черта красновато-бурая для вольфрамита и светло-желтая для гюбнерита. Сп. совершенная в одном направлении. Находится в кварцевых жилах и в россыпях (не смешивать с цинковой обманкой!).

Титанит (с. 187) $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]\text{O}$. Тв. 5. Цвет бурый, коричневый. Кристаллы плоские, острые, клиновидные.

Пирохлор (с. 173). Содержит Nb, Ti, Th, Ce, Ca и др. Тв. 5. Цвет темно-бурый. Кристаллы в виде октаэдров. Находится в пегматитовых жилах щелочных пород и в карбонатитах. Минерал редкий.

3. Цвет минерала желтый разных оттенков

Аурипигмент (с. 143) As_2S_3 . Тв. 1,5—2. Цвет золотисто-желтый. Сп. весьма совершенная в одном направлении. Листочки гибкие. Встречается вместе с реальгаром.

Сера (с. 130) S. Тв. 2. Цвет светло-желтый до красновато-желтого. Сп. нет. Хрупкая. Легко плавится и загорается от спички; при этом распространяется запах сернистого газа.

Отунит (с. 235) $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Тв. 2. Цвет желтый. Тонкие листочки, чешуйки. Радиоактивен.

Тюямунит (кальциевый карнотит) (с. 236) $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2[\text{VO}_4]_2 \times 8\text{H}_2\text{O}$. Цвет зеленовато-желтый. Тонкие чешуйчатые кристаллы, сростающиеся пачками. Радиоактивен.

Вульфенит $\text{Pb}[\text{MoO}_4]$. Тв. 3. Цвет светло-желтый и красновато-бурый. Кристаллы таблитчатые (хрупкие тонкие пластинки) или квадратные дипирамиды. Блеск жирный. Вторичный продукт в зоне окисления свинцовых месторождений.

Астрофилит. Сложный титаносиликат. Тв. 3. Цвет бронзовый до золотисто-желтого и зеленовато-желтого. Блеск сильный перламутровый. Сп. весьма совершенная. Тонкие пластинки, отщепленные по спайности, хрупкие. Встречается в виде пластинчатых удлиненных кристаллов, иногда сростающихся в лучистые группы. Похож на лампрофилит.

Ванадинит $\text{Pb}_5[\text{VO}_4]_3\text{Cl}$. Тв. 3,5—4. Цвет от оранжево-желтого до чисто желтого. Гексагональные призмы и игольчатые кристаллы, иногда тонкоигольчатые, волосовидные. Крупные кристаллы нередко полые. Встречается в зоне окисления свинцовых месторождений.

Мимегезит $\text{Pb}_5[\text{AsO}_4]_3\text{Cl}$. Тв. 3,5—4. Цвет желтый. Коротко-столбчатые кристаллы, а также розетковидные и почковидные формы. Встречается в зоне окисления свинцовых месторождений.

Сфалерит (с. 139) ZnS . Тв. 3,5—4. Оранжево-красноватый до цвета канифоли. Просвечивает. Сп. совершенная. Блеск сильный, алмазный. Спутник галенита.

4. Цвет минерала изумрудно-зеленый, темно-зеленый и других оттенков зеленого цвета

Тальк (с. 203) $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$. Тв. 1. Жирный на ощупь. Цвет яблочно-зеленый. Сп. весьма совершенная в одном направлении. Листочки гибкие.

Пирофиллит $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$. Тв. 1. Жирный на ощупь, напоминает тальк. Цвет яблочно-зеленый. Сп. совершенная. Листочки гибкие. Звездчатые образования и сферолиты в кварцевых жилах.

Серицит (с. 208) Мелкокристаллическая слюда. Тв. 1,5. Цвет светло-зеленоватый. Встречается в виде сплошных плотных масс. Образуется по полевоому шпату.

Жильбертит. Мелкокристаллическая калиевая слюда. Тв. 1,5. Цвет светло-зеленый. Встречается в виде тонких оторочек, прожилков и плотных скоплений в рудных жильных месторождениях; сопровождается часто плавиковым шпатом.

Хлорит (с. 210). Тв. 2. Минерал слюдоподобный. Цвет темно-зеленый, иногда грязно-зеленый.

Фуксит. Хромсодержащая разновидность мусковита. Тв. 2. Цвет изумрудно-зеленый. Мелкие слюдоподобные листочки.

Торбернит (с. 235) $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$. Тв. 2—2,5. Цвет изумрудно-зеленый. Блеск перламутровый. Мелкие чешуйчатые кристаллы квадратных очертаний. Радиоактивен.

Скородит (с. 235) $\text{Fe}[\text{AsO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Тв. 3,5—4. Цвет зеленоватый. Рыхлые и плотные землистые массы. Продукт окисления арсенопирита. Растворяется в HCl .

Малахит (с. 229) $\text{Cu}_2[\text{CO}_3](\text{OH})_2$. Цвет зеленый, блеск шелковистый. Тонкорадиальнолучистые образования, почки («атласный малахит»). Встречается в зоне окисления месторождений меди.

Пироморфит (с. 234) $\text{Pb}_5[\text{PO}_4]_3\text{Cl}$. Тв. 3,5—4. Цвет травяно-зеленый. Гексагональные призматические кристаллы, кристаллические корочки. Встречается в зоне окисления свинцовых руд.

Флюорит (с. 152) CaF_2 . Тв. 4. Цвет зеленый и др. Прозрачен или просвечивает. Сп. совершенная по октаэдру. Кристаллы — кубы также в зернистых массах, шестовато-радиальных образованиях.

Апатит (с. 232) $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{Cl}, \text{F}, \text{OH})$. Тв. 5. Цвет зеленый, голубовато-зеленый, бледно-зеленый и др. Прозрачен или просвечивает. Сп. неясная. Гексагональные призматические кристаллы и сплошные зернистые массы.

Диоптаз $\text{Cu}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (с. 195). Тв. 5. Цвет изумрудно-зеленый. Прозрачен или просвечивает. Сп. совершенная. Кристаллы мелкие, сростаются в друзы и корочки. Минерал редкий

5. Цвет минерала голубой, синий

Ковеллин (с. 143) $\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{CuS}_2$. Тв. 1,5—2. Цвет синий. Блеск полуметаллический. Встречается часто в виде побежалости на халькопирите и борните.

Галит (с. 153) NaCl . Тв. 2. Крупнокристаллический. Цвет синий. Сп. совершенная по кубу. Легко растворяется в воде. Вкус соленый.

Виванит (с. 235) $\text{F}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Тв. до 2. Цвет синий и голубовато-зеленый. Сп. совершенная. На плоскостях спайности перламутровый блеск. Кристаллы листоватые, образуют лучистые группы, а также шаровидные и почковидные агрегаты.

Халькантит $\text{Cu}[\text{SO}_4] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Тв. 2,5. Цвет ярко-голубой. Легко растворяется в воде. Вкус неприятный, металлический.

Барит (с. 236) $\text{Ba}[\text{SO}_4]$. Тв. 2,5. Тяжелый (плотн. 4,6). Цвет светло-голубоватый, чаще белый, розовый, бурый и др. Сп. со-

вершенная. Встречается в виде таблитчатых кристаллов и сплошных масс.

Ангидрит (с. 238) $\text{Ca}[\text{SO}_4]$. Тв. 3—3,5. Цвет голубоватый и синеватый. Сп. совершенная. Блеск перламутровый. Встречается в виде мраморовидных масс.

Целестин (с. 237) $\text{Sr}[\text{SO}_4]$. Тв. 5. Цвет от светло-голубого до бесцветного. Сп. совершенная. Встречается в виде кристаллов и конкреций вместе с гипсом.

Азурит (с. 230) $\text{Cu}_3[\text{CO}_3]_2(\text{OH})_2$. Тв. 3,5—4. Цвет синий. Образует кристаллические сростки, часто в виде желваков. Встречается вместе с малахитом. Вскипает в HCl .

Дистен (с. 188) $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$. Тв. 4. (вдоль кристалла на плоскости спайности) и 6 (поперек кристалла на той же плоскости). Цвет синий. Блеск перламутровый. Сп. совершенная. Кристаллы удлиненные призматические. Встречается в кристаллических сланцах.

Апатит (с. 232) $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$. Тв. 5. Цвет голубой и голубовато-зеленый. Полупрозрачный до прозрачного. Сп. неясная. Кристаллы в виде гексагональных призм.

6. Цвет минерала фиолетовый

Лепидолит (с. 209). Тв. 2. Литиевая слюда, мелкочешуйчатая. Цвет бледно-фиолетовый. Встречается с розовым турмалином и альбитом в пегматитовых жилах.

Хромовый хлорит — кеммерерит, кочубеит (с. 211). Тв. 2. Светло-фиолетовый. Слюдopodobный, мелкокристаллический. Сп. в одном направлении. Листочки гибкие. Встречается вместе с хромистым железняком и хромовым гранатом (уваровитом).

Мурманит. Сложный титаносиликат. Тв. 2—3. Цвет светло-фиолетовый. Сп. весьма совершенная. Блеск сильный, перламутровый. Встречается в виде пластинчатых слюдopodobных выделений среди щелочных пород. Редок.

Ангидрит (с. 238) $\text{Ca}[\text{SO}_4]$. Тв. 3—3,5. Цвет фиолетовый или бледный розовато-фиолетовый. Сп. совершенная. Блеск перламутровый. Находится в месторождениях каменной соли вместе с гипсом. Иногда слагает породу.

Флюорит (с. 152) CaF_2 . Тв. 4. Цвет фиолетовый до темно-фиолетового, часто переходит в другие цвета. Прозрачный или полупрозрачный. Сп. совершенная по октаэдру. Кристаллы в виде кубов, реже — октаэдров; иногда сплошные зернистые массы.

7. Цвет минералов белый, серый; бесцветные

а) Не растворяются или плохо растворяются в воде

Серицит (с. 208). Вторичная мелкокристаллическая калиевая слюда. Встречается в тонкочешуйчатых и плотных массах, образуется по полевому шпату, входит в состав сланцев. Цвет светло-сероватый, иногда зеленоватый.

Жильбертит. Мелкокристаллическая калиевая слюда в виде тонких оторочек, прожилков и плотных образований в рудных жилах; часто сопровождается плакиковым шпатом.

Тальк (с. 203) $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$. Тв. 1. Жирный на ощупь. Цвет белый, сероватый до светло-зеленого. Сп. весьма совершенная. Листочки гибкие.

Пирофиллит $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2$. Тв. 1. Жирный на ощупь. Сп. весьма совершенная. Напоминает тальк. Встречается в виде звездчатых образований, сферолитов.

Парагонит. На-слюда. Тв. около 2. Белый или бесцветный. Сп. весьма совершенная. Встречается в виде мелкочешуйчатых сланцеватых масс с кианитом и ставролитом.

Пеннин (с. 211). Алюмомагнезиальный силикат группы хлорита. Тв. 2. Цвет светло-зеленоватый. Сп. весьма совершенная. Листочки, отщепленные по спайности, гибкие (неупругие в отличие от слюды). Встречается в виде кристаллов и сплошных зернистых масс, образует хлоритовые сланцы.

Гипс (с. 239) $Ca[SO_4] \cdot 2H_2O$. Тв. 2. Легкий (плотн. 2,3). Сп. весьма совершенная. В тонких пластинках гибок. Встречается в виде кристаллов и мраморовидных масс. В HCl не вскипает.

Мусковит (с. 208). Тв. 2. Бесцветный, иногда буроватый. Листочки упруги. Находится в гранитах, пегматитовых жилах, слюдяных сланцах, грейзенах.

Циннвальдит. Железисто-литиевая слюда. Тв. 2. Цвет стально-серый. Встречается в кварцевых жилах с оловянным камнем и вольфрамитом.

Брусит $Mg(OH)_2$. Тв. 2. Легкий (плотн. 2,35). Бесцветен; серовато- и зеленовато-белого цвета. Сп. весьма совершенная. В тонких пластинках гибок. Кристаллы листоватые; кроме того, образует массы, похожие на гипс. Находится в связи со змеевиками.

Гидроборацит (с. 222) $CaMg[B_6O_{11}] \cdot 6H_2O$. Тв. 2. Бесцветен или белый. Образует красивые лучисто-жилковатые агрегаты, иногда шаровидной формы. Напоминает гипс.

Сурьмяная охра (с. 159) Sb_2O_3 . Тв. 2,5—3. Бесцветная, серовато- и желтовато-белая. Встречается в виде чешуйчатых и звездчатых агрегатов, иногда в сплошных массах (часто вместе с антимонитом).

Барит (с. 236) $Ba[SO_4]$. Тв. 2,5—3. Тяжелый (плотн. 4,6). Цвет белый, серый, желтоватый; бесцветен. Блеск алмазный. Сп. совершенная. Кристаллы таблитчатые и призматические; встречается также в виде сплошных мраморовидных масс.

Боксит (с. 175). Тв. около 3. Легкий (плотн. белых разностей 2,4). Каолиноподобные или глиноподобные массы часто оолитового сложения. Цвет белый до красного. Мало гигроскопичен, на ощупь сухой (в отличие от каолина).

Англезит (с. 238) $\text{Pb}[\text{SO}_4]$. Тв. около 3. Тяжелый (плотн. 6,3). Водяно-прозрачен. Встречается в виде кристаллов и сплошных кристаллических масс как продукт разложения галенита.

Кальцит (с. 224) $\text{Ca}[\text{CO}_3]$. Тв. 3. Бесцветный, белый и других цветов. Прозрачен и полупрозрачен. Сп. совершенная по ромбоэдру. Кристаллы — ромбоэдры, скаленоэдры и др.; кроме того, встречается в виде мраморовидных и листоватых масс (бумажный шпат). Легко вскипает в HCl .

Церуссит (с. 227) $\text{Pb}[\text{CO}_3]$. Тв. 3—3,5. Тяжелый (плотн. около 6,5). Бесцветен, иногда белого, серого или черного цвета. Излом раковистый. Блеск алмазный. Встречается в виде кристаллов и плотных землистых масс. Легко вскипает в HCl .

Ангидрит (с. 238) $\text{Ca}[\text{SO}_4]$. Тв. 3—3,5. Цвет белый, серый, голубоватый. Сп. совершенная. Блеск перламутровый на плоскостях наиболее совершенной спайности. Встречается в виде кристаллов и мраморовидных зернистых масс. Находится вместе с гипсом и каменной солью.

Целестин (с. 237) $\text{Sr}[\text{SO}_4]$. Тв. до 3,5. Цвет белый до светло-голубоватого. Находится в виде кристаллов и мелкозернистых масс вместе с серой и гипсом.

Витерит $\text{Ba}[\text{CO}_3]$. Тв. 3,5. Тяжелый (плотн. 4,3). Бесцветен или сероватого цвета. Кристаллы напоминают гексагональную дипирамиду. Обычно встречается в почковидных и сплошных массах из гидротермальных жил с баритом.

Энстатит (с. 196) $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Тв. 6, обычно пониженная (до 3,5) в результате выветривания. Сп. совершенная. Блеск металловидно-перламутровый на плоскостях спайности. Встречается в сплошных кристаллических массах и в виде зерен в змеевиковых породах.

Стронцианит $\text{Sr}[\text{CO}_3]$. Тв. 3,5—4. Плотн. 3,7. Бесцветен, иногда зеленоватого цвета. Встречается в виде тонких игольчатых кристаллов, обычно срастающихся в радиальнолучистые агрегаты. Вскипает в HCl .

Доломит (с. 225) $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$. Тв. 3,5—4. Цвет белый, буроватый; блеск перламутровый. Сп. совершенная по ромбоэдру. Кристаллы — ромбоэдры, иногда седловидно изогнутые; кроме того, встречается в мраморовидных и подобных известняку массах. В HCl разлагается при нагревании.

Маргарит $\text{CaAl}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_2$. Тв. 3,5—4,4. Цвет белый, розовый. Сп. весьма совершенная. Блеск перламутровый. Листочки хрупкие. Минерал слюдоподобный. Встречается в кристаллических сланцах.

Дистен (с. 188) $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$. Тв. 4 (вдоль кристалла на плоскости спайности) и 6 (поперек кристалла на той же плоскости). Цвет белый, часто синий; иногда бесцветен. Блеск перламутровый. Сп. совершенная. Кристаллы удлиненные, призматические. Находится в кристаллических сланцах.

Флюорит (с. 152) CaF_2 . Тв. 4. Бесцветен, иногда белый и других цветов; окраска нередко различная в одном и том же кристалле. Сп. совершенная по октаэдру. Кристаллы — кубы, кроме того, встречается в виде зернистых и шестоватого сложения масс.

Магнезит (с. 224) $\text{Mg}[\text{CO}_3]$. Тв. до 4,5. Цвет белый и серый. Фарфоровидные образования (скрытокристаллические), мраморовидные массы, сложенные из зерен удлиненной формы. В HCl вскипает только при нагревании.

Шеелит (с. 242) $\text{Ca}[\text{WO}_4]$. Тв. 4,5. Тяжелый (плотн. 6). Бесцветен, а также белого, серого и желтого цвета. Блеск жирный. Сп. ясная.

Каламин (с. 192) $\text{Zn}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Тв. 4,5—5. Кристаллы хрупкие, тонкие, таблитчато-призматические, часто образуют друзы в пустотах. Цвет белый, желтый; обычно бесцветен. Встречается в зоне окисления цинковых месторождений.

Волластонит (с. 200) $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$. Тв. 4,5—5. Цвет белый. Сп. совершенная. Кристаллы плоские, таблицеобразные. Чаше встречается в виде лучисто-шестоватых и скорлуповатых агрегатов.

Хиазолит (с. 189) $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$. Длинные призматические кристаллы, иногда тонкие, как иглы, в глинистых сланцах; внутри, вдоль кристалла, прорастают столбиками глинистого вещества. Твердость пониженная вследствие выветривания.

Натролит (с. 220) $\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Встречается в виде корочек радиально-лучистого и шестоватого сложения; кроме того, образует отдельные кристаллы и сплошные массы белого цвета.

Нозеан $\text{Na}_8[\text{AlSiO}_4]_6(\text{SO}_4)$. Тв. около 5. Цвет пепельно-серый. Встречается в виде зерен в вулканических породах.

Апатит (с. 232) $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3 (\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$. Тв. 5. Цвет белый, серый, иногда бесцветен. Сп. неясная. Гексагональные таблитчатые и удлиненные призматические кристаллы; сплошные зернистые массы.

б) Легко растворяются в воде

Галит (с. 153) NaCl . Тв. 2. Бесцветен или белого цвета. Сп. совершенная по кубу. Вкус соленый. Встречается в виде сплошных крупнокристаллических и зернистых масс.

Сильвин (с. 153) KCl . Тв. 2. Напоминает галит. Вкус горько-соленый.

Бура $\text{Na}_2[\text{B}_4\text{O}_7] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Тв. 2—2,5. Легкая (плотн. 1,7). Бесцветна, при выветривании становится белой. Легко растворяется в горячей воде. Вкус слабый, сладковато-щелочной. Встречается в виде кристаллов и зернистых агрегатов в прибрежной части некоторых соляных озер.

Тенардит (с. 239) $\text{Na}_2[\text{SO}_4]$. Тв. 2,5. Бесцветен и прозрачен, часто с легким красноватым оттенком. Оставаясь на воздухе,

поглощает воду и распадается в белый порошок. Вкус солоноватый.

Каинит $Mg[SO_4]KCl \cdot 3H_2O$. Тв. 2,5—3. Бесцветный до мяско-красного. Сп. ясная. Образует мощные пласты в соляных месторождениях.

Кизерит $Mg[SO_4] \cdot H_2O$. Тв. 3. Бесцветен; серовато-белого или желтоватого цвета. Обычно образует целые пласты. В воде растворяется медленно.

Минералы без металлического блеска, твердость больше 5

I. Аморфные, скрытокристаллические или в виде натечных и сфероидальных форм

Бирюза $CuAl_6[PO_4]_4(OH)_8 \cdot 4H_2O$. Тв. 5—6. Цвет голубой и и голубовато-зеленый до серовато-зеленого. Блеск слабый. Аморфные образования с раковистым изломом.

Лимонит (с. 176) $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$. Тв. 5,5. Цвет темно-бурый до железно-черного. Черта бурая. Встречается в виде натечных образований радиальнолучистого сложения.

Опал (с. 178) $SiO_2 \cdot nH_2O$. Аморфный. Тв. 5,5. Цвет молочно-белый, желтый, бурый и др. В полупрозрачных образцах часто призмует.

Нефрит (с. 202) $Ca_2(Mg, Fe)_5[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$. Тв. 5,5—6. Цвет зеленый до светло-зеленого или почти молочно-белого. Скрытокристаллический. Встречается в виде валунов.

Гематит (с. 157) Fe_2O_3 . Тв. 5,5—6,5. Цвет железно-черный до темно-красного. Черта вишнево-красная. Блеск металлический. Встречается в виде натечных образований радиальнолучистого сложения.

Уранинит (с. 163). UO_2 . Тв. 6. Тяжелый (плотн. около 10). Цвет смоляно-черный. Черта буровато-черная или серая. Излом раковистый. Встречается в жилах со свинцовым блеском и минералами серебра, кроме того, в пегматитовых жилах. Сильно радиоактивен. Редок.

Пренит $Ca_2Al_2[Si_3O_{10}](OH)_2$. Тв. 6—7. Цвет зеленый, разных оттенков. Кристаллы образуют клиновидные, шаровидные и почковидные группы, обнаруживающие лучисто-жилковатое сложение. Встречается с цеолитами в пустотах и трещинах магматических горных пород.

Халцедон (с. 167) SiO_2 . Тв. 7. Цвет синеватый, серый, красный и др. Полупрозрачен. Желваки, прожилки, натёки.

Агат (с. 167) SiO_2 . Тв. 7. Полосатый халцедон.

Кремень (с. 167) SiO_2 . Загрязненная примесями разновидность халцедона. Тв. 7. Непрозрачен. Слегка просвечивает в тонких краях. Цвет серый, бурый, желтый, черный.

II. В виде кристаллов или зернистых масс

1. Цвет минерала черный, зеленовато-черный или темно-бурый

Хромит (с. 171) FeCr_2O_4 . Тв. 5,5. Цвет черный. Черта светло-бурая. Зернистые массы в змеевиках. Иногда сопровождается хромовым хлоритом (фиолетовый) и хромовым гранатом (зеленый).

Перовскит CaTiO_3 . Тв. 5,5. Цвет железно-черный, иногда темно-бурый. Черта серая. Сп. нет. Блеск металлоидный. Кристаллы — кубы с характерной скульптурой на гранях; иногда зернистые массы. Характерен для контактов тальково-хлоритовых сланцев с известняками. Редок.

Лопарит $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Ce})(\text{Ti}, \text{Nb})_2\text{O}_6$. Тв. 5,5. Цвет черный, иногда бурый или красно-бурый. Черта буровато-фиолетовая. Кристаллы обычно в виде кубов, образующих двойники прорастания. Редок. Встречается в щелочных породах.

Эшинит. Титанониобат редких земель. Тв. 5—6. Цвет черный. Черта серовато-бурая. Кристаллы удлиненные, призматические, иногда червеобразно изогнутые. Встречается в полевошпатовых жилах. Редок.

Колумбит (с. 173) $(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$. **Танталит** $(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_6$. Тв. 5—6. Цвет черный. Черта красновато-бурая до темно-бурой. Кристаллы таблитчатые до листоватых, встречаются в пегматитовых жилах. Редки.

Самарскит. Сложный ниоботанталат редких земель. Ca, Fe и др., содержит U. Тв. 5—6. Цвет бархатно-черный. Черта темная красновато-бурая. Встречается в виде бесформенных зерен, редко кристаллов, в пегматитовых жилах с колумбитом. Редок.

Ортит (с. 191). Сложного состава силикат Ca, Al, Fe, Ce и Th. Тв. 5,5—6. Цвет буровато-черный до смоляно-черного. Сп. неясная. Кристаллы таблитчатые, удлиненные. Встречается в пегматитовых жилах.

Гиперстен (с. 196) $(\text{Fe}, \text{Mg})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Тв. около 6 (часто понижена вследствие выветривания). Цвет темно-серый и темно-зеленый. Сп. ясная. Блеск на плоскостях спайности металлоидный. Сплошные массы и зернистые агрегаты.

Геденбергит (с. 196) $\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Тв. около 6. Цвет черный или темно-зеленый. Сп. ясная. Кристаллы призматические.

Уранинит (с. 163) UO_2 . Тв. 6. Тяжелый (плотн. до 10). Цвет смоляно-черный. Черта буровато-черная или серая. Излом раковистый. Встречается в виде октаэдров в пегматитовых жилах. Радиоактивен. Редок.

Роговая обманка (с. 202). Сложного состава силикат, содержащий Al, Ca, Fe, Mg, OH, Тв. 6. Цвет зеленовато-черный до черного. Черта серая или серовато-зеленая. Сп. совершенная. Кристаллы удлиненные, призматические (гексагонального очертания).

Авгит (с. 197). Сложного состава силикат Ca, Mg, Fe, Al. Тв. 6. Цвет зеленовато-черный до черного. Черта серая или серовато-зеленая. Сп. менее выражена, чем у роговой обманки. Кристаллы короткопризматические, квадратных очертаний.

Акмит (с. 198) $\text{NaFe}^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Тв. 6. Цвет коричневый, красновато-коричневый, зеленый; на изломе темно-зеленый. В проходящем свете коричневый в отличие от эгирина зеленоватого цвета. Сп. ясная. Кристаллы призматические, удлиненные, крупные, иногда тонкоиглочатые или в виде волокнистых скоплений.

Железный блеск (с. 157) Fe_2O_3 . Тв. 6—6,5. Цвет железно-черный. Черта вишнево-красная. Блеск металлоидный. Сп. нет. Кристаллы чешуйчатые и тонкопластинчатые. Встречается в сплошных массах и в виде друз кристаллов.

Вилуит (с. 190). Сложного состава алюмосиликат. Тв. до 6,5. Цвет зеленовато-черный. Кристаллы хорошо образованы, призматические.

Фаялит (с. 183) $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$. Тв. 6,5. Цвет темно-зеленый до черного. Сп. в крупных зернах иногда довольно ясная. Встречается как порообразующий минерал изверженных горных пород.

Кварц (дымчатый кварц) (с. 164). SiO_2 . Тв. 7. Цвет дымчатый до черного. Прозрачен или просвечивает. Сп. нет. Кристаллы призматические, гексагональные. На гранях призмы наблюдается поперечная штриховка.

Касситерит (с. 160) SnO_2 . Тв. 7. Тяжелый (плотн. около 7). Цвет черный до бурого. Сп. нет. Характерны двойники с входящими углами.

Гранаты (с. 184): меланит $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$, содержит Ti, андрадит $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$. Тв. до 8. Цвет черный (меланит) и темно-бурый (андрадит). Сп. нет. Кристаллы в виде ромбических додекаэдров и др. Встречаются в сплошных массах и отдельных кристаллах.

Плеонаст (черная шпинель) (с. 169) $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$. Тв. 8. Цвет черный. Черта светлая. Сп. ясная. Кристаллы в виде октаэдров.

Турмалин (шерл) (с. 193). Бороалюмосиликат сложного состава. Тв. 8. Цвет черный, иногда переходит в розовый или зеленый. Прозрачен или просвечивает в тонких краях. Сп. нет. Хрупок. Кристаллы призматические, грубо иштрихованы вдоль.

2. Цвет минерала красный или розовый

Канкринит. Алюмосиликат Na и Ca; содержит (CO_3) и H_2O . Тв. 5,5. Цвет розовый, желтый. Сп. совершенная. Встречается вместе с нефелином.

Родонит (с. 200) $\text{Mn}_5[\text{Si}_5\text{O}_{15}]$. Тв. 5,5—6,5. Цвет розовый с черными пятнами. Кристаллы редки; массивный, мелкозернистый.

Спессартин (с. 185) $\text{Mn}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$. Тв. 6,5—7,5. Цвет розовый. Сп. нет. Кристаллы — ромбические додекаэдры и тетрагонтриоктаэдры. Характерно нахождение спессартина в пегматитовых жилах.

Кварц (с. 164) SiO_2 . Тв. 7. Цвет фиолетовый (аметист) или кирпично-красный. Кристаллы гексагональные. Сп. нет.

Андалузит (с. 188) $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$. Тв. 7,5. Цвет розовый. Кристаллы столбчато-призматические. Выветриваясь, покрывается слоем вторичной слюды, вследствие чего понижается твердость.

Шпинель (с. 169) MgAl_2O_4 . Тв. 8. Цвет красный. Прозрачна. Сп. несовершенная. Октаэдры.

Топаз (с. 187) $\text{Al}_2[\text{SiO}_4](\text{F}, \text{OH})_2$. Тв. 8. Цвет розовый (редко). Сп. совершенная в одном направлении. Кристаллы призматические, продольно исштрихованы на гранях призмы.

Турмалин (с. 193). Бороалюмосиликат сложного состава. Тв. 8. Цвет розовый (рубеллит), часто переходит в зеленый. Прозрачен. Сп. нет. Хрупок. Кристаллы удлиненные, призматические, грубо исштрихованы вдоль; поперечное сечение имеет вид сферического треугольника.

Корунд (рубин) (с. 156) Al_2O_3 . Тв. 9. Цвет от розового до темно-красного. Наблюдается отдельность. Кристаллы гексагональные.

3. Цвет минерала желтый или желтовато-зеленый

Канкринит. Алюмосиликат Ca ; содержит CO_2 . Тв. 5,5. Цвет желтый, розовый и др. Сп. совершенная. Находится вместе с нефелином.

Титанит (с. 187) $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]\text{O}$. Тв. 5,5. Цвет бледно-желтый и желтовато-зеленый. Кристаллы плоские, острые, клиновидные.

Эпидот (с. 191) Силикат Ca , Al и Fe . Тв. 6—6,5. Цвет желтовато-зеленый до темно-зеленого. Кристаллы призматические, напоминают турмалин. Встречается также в виде сплошных масс и вкрапленности в породе.

Оливин (с. 183) $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$. Тв. 6,5. Цвет желтовато-зеленый. Сп. неясная. Важнейший минерал ультраосновных изверженных горных пород. Разрушаясь, переходит в серпентин.

Везувиан (с. 190). Сложного состава силикат Al , Mg и Ca . Тв. до 6,5. Цвет желтовато-зеленый. Встречается в виде хорошо образованных кристаллов и сплошных мелкозернистых масс.

Форстерит (с. 183) Mg_2SiO_4 . Тв. 6,5. Цвет желтый, светлый. Сп. несовершенная; блеск стеклянный. Обычно мелкие зерна в контактово-метаморфизованных известняках.

Топаз (с. 187) $\text{Al}_2[\text{SiO}_4](\text{F}, \text{OH})_2$. Тв. 8. Цвет винно-желтый. Сп. совершенная в одном направлении. Находится в пегматитовых жилах.

Берилл (с. 192) $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$. Тв. 8. Цвет желтый, желтовато-зеленый. Кристаллы в виде удлиненных гексагональных призм. Сп. неясная.

4. Цвет минерала бурый, красновато-бурый, дымчатый

Монацит (с. 232) $(\text{Ca}, \text{La} \dots) [\text{PO}_4]$. Содержит Th. Тв5. Цвет красновато-бурый. Кристаллы в виде табличек, выросших в поле-вой шпат. Редок. Радиоактивен.

Гётит (с. 175) HFeO_2 . Тв. 5—5,5. Цвет желтовато-бурый и темно-коричневый. Черта охряно-желтая до буровато-желтой. Кристаллы мелкие, игольчатые, иногда тонкопластинчатые. Встречается также в виде натеков и землистых масс.

Титанит (с. 187) $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]\text{O}$. Тв. 5,5. Цвет бурый, коричне-вый. Кристаллы плоские, клиновидные.

Виллемит $\text{Zn}_2[\text{SiO}_4]$. Тв. 5—5,5. Цвет желтовато- и краснова-то-бурый. Мелкие кристаллы и сплошные массы в цинковых месторождениях.

Антофиллит $(\text{Mg}, \text{Fe})_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$. Тв. 5,5—6. Цвет светло-коричневый, желтовато-коричневый, серый, иногда зеленова-тый. Сп. совершенная. Кристаллы удлиненные; часто тонкоиголь-чатые и асбестовидные массы.

Рутил (с. 159) TiO_2 . Тв. 6—6,5. Цвет красновато-бурый. Просвечивает в тонких краях. Блеск полуметаллический. Кри-сталлы удлиненные, призматические, исштрихованные вдоль. Встречаются коленчатые двойники.

Форстерит (с. 183) $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$. Тв. 6,5. Цвет желтовато-бурый. Сп. несовершенная. Блеск стеклянный. Обычно мелкие зерна в контактово-метаморфизованных известняках.

Диаспор (с. 175). Al_2O_3 . Тв. 6,5—7. Цвет бурый, иногда фио-летовый, розовый. Сп. совершенная. Блеск перламутровый. Кри-сталлы пластинчатые, удлиненные; иногда чешуйчатые, слюдо-подобные массы.

Гранаты (с. 184); гессонит $(\text{Ca}, \text{Fe})_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$, альмандин $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$. Тв. 6,5—7,5. Цвет красновато-бурый. Сп. нет. Кристаллы — ромбододекаэдры и другие формы кубической син-гонии.

Касситерит (с. 160) SnO_2 . Тв. 7. Тяжелый (плотн. около 7). Цвет бурый. Сп. нет. Характерны двойники.

Ставролит (с. 189). Сложный силикат Al и Fe. Тв. до 7,5. Цвет красновато-бурый. Кристаллы призматические. Характерны кре-стовидные сростки. Находится в слюдяных сланцах.

Кварц (дымчатый кварц) (с. 164) SiO_2 . Тв. 7. Цвет дымчатый. Прозрачен или просвечивает. Сп. нет. Кристаллы призматиче-ские, гексагональные. На гранях призмы часто наблюдается поперечная штриховка.

Циркон (с. 185) $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$. Тв. 7,5. Цвет бурый или красновато-бурый. Кристаллы тетрагональной сингонии, призматически-пирамидальные, выросшие в породе.

5. Цвет минерала зеленый:
от бледно-зеленого до темно-зеленого

Виллемит $\text{Zn}_2[\text{SiO}_4]$. Тв. 5,5. Цвет яблочно-зеленый. Сплошные массы в зоне окисления цинковых месторождений контактового типа.

Титанит (с. 187) $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]\text{O}$. Тв. 5,5. Цвет зеленый (редко). Кристаллы плоские, клиновидные.

Диопсид (с. 196) $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Тв. до 6. Цвет бутылочного стекла, бледно-зеленый до темно-зеленого и изумрудно-зеленого (хромовый диопсид). Кристаллы квадратных очертаний.

Амазонский камень (амазонит) (с. 215) $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Тв. 6. Цвет зеленый. Сп. совершенная. Находится в пегматитовых жилах.

Актинолит (с. 202). Амфибол, силикат Ca , Mg , Fe . Тв. 6. Цвет от светло- до темно-зеленого. Кристаллы удлиненные, часто игольчатые.

Амблигонит $\text{LiAl}[\text{PO}_4](\text{F}, \text{OH})$. Тв. 6. Цвет зеленоватый. Сп. совершенная в нескольких направлениях. Блеск на плоскостях наиболее совершенной спайности перламутровый. Обычно крупнокристаллические образования в пегматитовых жилах.

Эпидот (с. 191). Сложный силикат Al , Fe и Ca . Тв. 6—6,5. Цвет зеленый до темно-зеленого. Кристаллы призматические, более или менее плоские. В сплошных массах похож на везувиан.

Везувиан (с. 190). Сложного состава силикат Al , Mg и Ca . Тв. до 6,5. Цвет желтовато-зеленый до изумрудно-зеленого (хромовый везувиан). Кристаллы призматические. Сплошные мелкозернистые массы.

Хлоритоид $(\text{Mg}, \text{Fe})_2 \text{Al}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_4$. Тв. 6,5. Цвет от зеленовато-серого до темно-зеленого. Сп. весьма совершенная в одном направлении. Слюдоподобный. Хрупкий. Встречается в кристаллических сланцах.

Гранаты (с. 184); гроссуляр $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$, андрадит $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$, уваровит $\text{Ca}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$. Тв. 6,5—7,5. Цвет бледно-зеленый (гроссуляр), зеленовато-бурый (андрадит) и изумрудно-зеленый (уваровит). Сп. нет. Кристаллы — ромбододекаэдры, тетрагонтриоктаэдры и другие формы.

Сподумен (с. 198) $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Тв. 6,5—7. Цвет от светло-зеленого до изумрудно-зеленого. Сп. совершенная. Кристаллы призматические, удлиненные, иногда крупных размеров. Встречаются в пегматитовых жилах.

Шпинель (с. 169) MgAl_2O_4 . Тв. 8. Цвет травяно- и темно-зеленый. Кристаллы — октаэдры. Сп. несовершенная.

Берилл (с. 192) $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$. Тв. 8. Цвет зеленый, желто-зеленый и изумрудно-зеленый (изумруд). Кристаллы удлиненные, призматические, гексагональной сингонии.

Турмалин (с. 193). Сложный бороалюмосиликат. Тв. 8. Цвет до темно-зеленого, иногда переходит в розовый. Сп. нет. Хрупкий.

Кристаллы удлиненные, призматические, грубо исштрихованы вдоль. Поперечное сечение кристаллов имеет вид сферического треугольника.

6. Цвет минерала синий, голубой

Содалит $\text{Na}_8[\text{AlSiO}_4]_6\text{Cl}_2$. Тв. 5,5. Цвет синий. Встречается вместе с элеолитом и канкринитом в щелочных породах.

Гаяин $\text{Na}_6\text{Ca}_2[\text{AlSiO}_4]_6(\text{SO}_4)_2$. Тв. 5,5. Цвет ярко-синий. Прозрачен. Находится в вулканических породах.

Лазурит $\text{Na}_6\text{Ca}_2[\text{AlSiO}_4]_6(\text{SO}_4, \text{S}, \text{Cl}_2)$. Тв. 5,5. Цвет ярко-синий. Непрозрачен. Находится в контактовых областях в связи с известняками. Иногда сопровождается зернами пирита и халькопирита.

Лабрадор (с. 213). Основной плагиоклаз. Тв. 6. Цвет серый, темно-серый с ярким синим отблеском на плоскостях спайности. Сп. совершенная.

Топаз (с. 187) $\text{Al}_2[\text{SiO}_4](\text{F}, \text{OH})_2$. Тв. 8. Цвет голубоватый до ярко-голубого. Сп. совершенная в одном направлении. Кристаллы призматические, хорошо образованные. Находится в пегматитовых жилах.

Берилл (с. 192) $\text{Ba}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$. Тв. 8. Цвет синий, зеленовато-голубой. Кристаллы гексагональные, призматические. Сп. неясная. Находится в пегматитовых жилах и грейзенах.

Шпинель (с. 169) MgAl_2O_4 . Тв. 8. Цвет бледно-синий. Кристаллы — октаэдры. Сп. заметная по октаэдру. Встречается в контактах с известняками.

Турмалин (с. 193). Бороалюмосиликат сложного состава. Тв. 8. Цвет синий (индиголит), часто другие цвета. Сп. нет. Хрупкий. Кристаллы удлиненные, призматические, тригональной сингонии; исштрихованы вдоль. Поперечное сечение кристаллов имеет вид сферического треугольника.

Корунд (с. 156) Al_2O_3 . Тв. 9. Цвет синий (сапфир), голубой. Наблюдается отдельность. Кристаллы боченко- и веретенovidные. Кроме того, встречается в сплошных мелкозернистых массах синевато-серого цвета.

7. Цвет минерала серый

Нефелин (с. 217) $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$. Тв. 5,5. Цвет серый. Блеск жирный. Напоминает сливной кварц, но легко выветривается, вследствие чего в валунах породы (нефелиновый сиенит) обозначается углублениями между другими минералами.

Скаполит (с. 218). Аллюмосиликат Ca и Na. Тв. 5,5—6. Цвет серый. Форма кристаллов — квадратные призмы; иногда встречается в виде сплошных масс. Находится в контактовых зонах изверженных пород с известняками и в кальцитовых жилах с апатитом, диопсидом и флогопитом.

Псевдоромбические пироксены (с. 195): энстатит $Mg_2[Si_2O_6]$, бронзит $(Mg, Fe)_2[Si_2O_6]$. Тв. 5,5—6. Часто обнаруживают меньшую твердость вследствие начавшегося выветривания. Сп. совершенная. Блеск на плоскостях спайности металлоидный, бронзовый. Встречаются в виде сплошных кристаллических масс и зерен в основных изверженных породах.

Полевые шпаты (с. 212) (ортоклаз, микролин и др.). Цвет серый, белый, желтоватый. Сп. совершенная в двух направлениях. Находятся в пегматитовых жилах и изверженных породах.

Лабрадор (с. 213). Полевой шпат. Тв. 6. Иризирует на плоскостях спайности синим цветом.

Кварц (с. 164) SiO_2 . Тв. 7. Полупрозрачный. Сп. нет. Встречается в виде гексагональных кристаллов и сплошных масс жильного и магматического происхождения.

Силлиманит (с. 189) $Al[Al, Si]_2O_5$. Тв. 7. Цвет серый, иногда светло-коричневый. Встречается в виде волокнистых масс и тонко-игольчатых кристаллов в кристаллических сланцах и гнейсах.

8. Цвет минерала белый; иногда бесцветен

а) Кристаллы хорошо образованы, различается сингония

Кубическая сингония

Лейцит (с. 217 $K[AlSi_2O_6]$). Тв. 5,5—6. Цвет серый, до бесцветного. Кристаллы — тетрагонтриоктаэдры.

Борацит $Mg_3[B_3^{4+}B_4^{3+}O_{12}](O, Cl)$. Тв. 7. Бесцветен. Кристаллы одиночные в виде тетраэдров и других форм кубической сингонии. Встречается в гипсе и ангидрите.

Алмаз (с. 131). С. Тв. 10. Прозрачен, бесцветен. Сп. заметная. Кристаллы октаэдрического облика. Редок. Встречается в россыпях и в кимберлитах.

Тетрагональная сингония

Скаполит (с. 218). Алюмосиликат Ca и Na. Тв. 5,5—6. Цвет белый, серый, иногда слабо-зеленоватый. Кристаллы в виде тетрагональных призм с пирамидальными формами, иногда очень крупные.

Гексагональная или тригональная сингония

Нефелин (с. 217) $Na[AlSiO_4]$. Тв. 5,5—6. Кристаллы мелкие в виде гексагональных призм, водяно-прозрачные. Встречается в пустотах лавы.

Кварц (с. 164) SiO_2 . Тв. 7. Бесцветный, белый. Сп. нет. Кристаллы в виде гексагональных призм с двумя ромбоэдрами (напо-

минают гексагональную пирамиду). Грани призмы исштрихованы поперек.

Фенацит $\text{Be}_2[\text{SiO}_4]$. Тв. 7,5—8. Бесцветен. Излом раковистый. Очень напоминает кварц. Кристаллы с хорошо развитыми ромбоэдрами. Редок, встречается в пегматитовых жилах.

Берилл (с. 192) $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$. Тв. 8. Бесцветен, светло-голубоватый, белый (мутный) и других цветов. Кристаллы в виде удлиненных гексагональных призм. Находится в пегматитовых жилах и грейзенах.

Ромбическая сингония

Топаз (с. 187) $\text{Al}_2[\text{SiO}_4](\text{F}, \text{OH})_2$. Тв. 8. Кристаллы призматические с пирамидальными формами; грани вертикальной призмы исштрихованы вдоль. Сп. совершенная в одном направлении, перпендикулярно к штриховке. Находится в пегматитовых жилах.

б) Кристаллы хорошо образованы, сингонию по виду кристаллов определить нельзя

Датолит $\text{CaB}[\text{SiO}_4](\text{OH})$. Тв. 5,5. Бесцветный. Сп. несовершенная. Блеск стеклянный. Кристаллы богаты формами, имеют вид коротких столбиков или толстых пластинок; обычно собраны в друзы. Иногда сплошные зернистые массы. Встречается в жилах среди основных излившихся пород, иногда — в контактах.

Ортоклаз (с. 213) $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Тв. 6. Цвет белый, серый, розоватый и иной. Сп. совершенная в двух направлениях. Кристаллы призматические, иногда очень крупные.

Адуляр (с. 215) $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Разновидность ортоклаза. Тв. 6. Кристаллы клиновидные, водяно-прозрачные, часто покрыты прохлоритом (порошок зеленого цвета). Блеск перламутровый. Находится в жилах альпийского типа.

Альбит (с. 213) $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Тв. 6. Бесцветный, белый, желтоватый. Сп. совершенная. Кристаллы мелкие, таблитчатые или зубьевидные, часто собраны в зубчатые группы или образуют скопления, напоминающие кучки зерен. Встречается в пегматитовых жилах.

в) Сплошные зернистые массы и другие образования

Полевые шпаты (с. 212). Алюмосиликаты К (ортоклаз и микроклин) или Na и Ca (плаггиоклазы). Тв. 6. Сп. совершенная в нескольких направлениях. На плоскостях спайности иногда тонкая штриховка, характерная для плаггиоклазов. Сплошные массы и отдельные кристаллы в пегматитовых жилах и изверженных породах.

Кварц (с. 164) SiO_2 . Тв. 7. Прозрачный, мутный, молочно-белый. Сп. нет. Вкрапленники, друзы, сплошные массы. Находится в жилах и в горных породах.

Среднее содержание химических элементов в главных типах горных пород и в метеоритах
(массовые %) по А. П. Виноградову, 1962

Элементы	Каменные метеориты (хондриты)	Ультрасиловые породы (дуниты и др.)	Основные породы (базальты, габбро и др.)	Средние породы (диорит-андезиты)	Кислые породы (граниты, гранодиориты и др.)	Осадочные породы (глины и сланцы)	Кларк элемента (2 части гранитов + 1 часть базальтов)
Li	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$
Be	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3,8 \cdot 10^{-4}$
B	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$
C	$4 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	1,0	$2,3 \cdot 10^{-3}$
N	$1 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-2}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$
O	35,0	42,5	43,5	46,0	48,7	52,8	47,0
F	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$3,7 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$6,6 \cdot 10^{-2}$
Na	$7 \cdot 10^{-1}$	$5,7 \cdot 10^{-1}$	1,94	3,0	2,77	0,66	2,50
Mg	14,0	25,9	4,5	2,18	0,56	1,34	1,87
Al	1,30	0,45	8,76	8,85	7,7	10,45	8,05
Si	18,0	19,0	24,0	26,0	32,3	23,8	29,5
P	$5 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-1}$	$1,6 \cdot 10^{-1}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$7,7 \cdot 10^{-2}$	$9,3 \cdot 10^{-2}$
S	2,0 *	$1 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-1}$	$4,7 \cdot 10^{-2}$
Cl	$7 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$
K	$8,5 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$8,3 \cdot 10^{-1}$	2,3	3,34	2,28	2,50
Ca	1,40	0,7	6,72	4,65	1,58	2,53	2,96
Sc	$6 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$

Ti	$5 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	0,9	0,8	0,23	0,45	0,45
V	$7 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$9 \cdot 10^{-3}$
Cr	$2,5 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$8,3 \cdot 10^{-3}$
Mn	$2 \cdot 10^{-1}$	$1,5 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-1}$	$1,2 \cdot 10^{-1}$	$6 \cdot 10^{-2}$	$6,7 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-1}$
Fe	25,0 *	9,85	8,56	5,85	2,7	3,33	4,65
Co	$8 \cdot 10^{-2}$ *	$2 \cdot 10^{-2}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$
Ni	1,35 *	$2 \cdot 10^{-1}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$9,5 \cdot 10^{-3}$	$5,8 \cdot 10^{-3}$
Cu	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$	$4,7 \cdot 10^{-3}$
Zn	$5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$8,3 \cdot 10^{-3}$
Ga	$3 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$
Ge	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$
As	$3 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$6,6 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$
Se	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$6 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$
Br	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$
Rb	$5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$
Sr	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$4,5 \cdot 10^{-2}$	$3,4 \cdot 10^{-2}$
Y	$8 \cdot 10^{-5}$	—	$2 \cdot 10^{-3}$	—	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$
Zr	$3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2,6 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$
Nb	$3 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Mo	$6 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$
Ru	$1 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	—	—
Rh	$1,9 \cdot 10^{-5}$	—	—	—	—	—	—
Pd	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$1,9 \cdot 10^{-6}$	—	$1 \cdot 10^{-6}$	—	$1,3 \cdot 10^{-6}$
Ag	$9,4 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-6}$
Cd	$1 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$1,9 \cdot 10^{-6}$	—	$1 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$

Элементы	Каменные метеориты (хондриты)	Ультраосновные породы (дуниты и др.)	Основные породы (базальты, габбро и др.)	Средние породы (диорит-андезиты)	Кислые породы (граниты, гранодиориты и др.)	Осадочные породы (глины и сланцы)	Кларк элемента (2 части гранитов + 1 часть базальтов)
In	$1 \cdot 10^{-7}$	$1,3 \cdot 10^{-6}$	$2,2 \cdot 10^{-5}$	—	$2,6 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$
Sn	$1 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	—	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$
Sb	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$2,6 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$
Te	$5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-7}$
I	$4 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-5}$
Cs	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	—	$5 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$
Ba	$6 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$6,5 \cdot 10^{-2}$	$8,3 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	$6,5 \cdot 10^{-2}$
La	$3 \cdot 10^{-5}$	—	$2,7 \cdot 10^{-3}$	—	$6 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$
Ce	$5 \cdot 10^{-5}$	—	$4,5 \cdot 10^{-4}$	—	$1 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$
Pr	$1 \cdot 10^{-5}$	—	$4 \cdot 10^{-4}$	—	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-4}$
Nd	$6 \cdot 10^{-5}$	—	$2 \cdot 10^{-3}$	—	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-3}$
Sm	$2 \cdot 10^{-5}$	—	$5 \cdot 10^{-4}$	—	$9 \cdot 10^{-4}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$
Eu	$8 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-4}$	—	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$
Gd	$4 \cdot 10^{-5}$	—	$5 \cdot 10^{-4}$	—	$9 \cdot 10^{-4}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$
Tb	$5 \cdot 10^{-6}$	—	$8 \cdot 10^{-5}$	—	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-5}$	$4,3 \cdot 10^{-4}$
Dy	$3,5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-4}$	—	$6,7 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$
Ho	$7 \cdot 10^{-6}$	—	$1 \cdot 10^{-4}$	—	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$

Er	$2 \cdot 10^{-5}$	—	$2 \cdot 10^{-4}$	—	$4 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^{-4}$
Tu	$4 \cdot 10^{-6}$	—	$2 \cdot 10^{-5}$	—	$3 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$2,7 \cdot 10^{-5}$
Yb	$2 \cdot 10^{-5}$	—	$2 \cdot 10^{-4}$	—	$4 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^{-5}$
Lu	$3,5 \cdot 10^{-6}$	—	$6 \cdot 10^{-5}$	—	$1 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-5}$
Hf	$5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Ta	$2 \cdot 10^{-6}$	$1,8 \cdot 10^{-6}$	$4,8 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-5}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$
W	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$
Re	$8 \cdot 10^{-8}$	—	$7,1 \cdot 10^{-8}$	—	$6,7 \cdot 10^{-8}$	—	$7 \cdot 10^{-8}$
Os	$5 \cdot 10^{-5}$	—	—	—	—	—	—
Ir	$4,8 \cdot 10^{-5}$	—	—	—	$6,3 \cdot 10^{-7}$	—	—
Pt	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	—	—	—	—
Au	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-7}$	$4 \cdot 10^{-7}$	—	$4,5 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$4,3 \cdot 10^{-7}$
Hg	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$9 \cdot 10^{-6}$	—	$8 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$8,3 \cdot 10^{-6}$
Tl	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Pb	$2 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$
Bi	$3 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$7 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$9 \cdot 10^{-7}$
Po	—	—	—	$1 \cdot 10^{-6}$	—	—	—
Th	$4 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-7}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$
U	$1,5 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$

* Вместе с железной фазой хондритов.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ЛУННЫХ ПОРОД

Для науки представляется очень интересным сравнение вещества Земли и Луны.

Луна — твердое тело, состоящее из силикатов и лишенное атмосферы и гидросферы. На луне нет жизни и отсутствуют окисные формы металлов, например нет Fe^{3+} . Среднее расстояние Луны от Земли 384 000 км, средний радиус 1740 км, объем Луны составляет 0,02 объема Земли, а по своей массе Луна в 80 раз меньше Земли. Вращаясь вокруг Земли, Луна всегда обращена к ней одной стороной. Поверхность Луны покрыта воронками или кратерами разного размера. Кратеры состоят из кольцевого вала, внутри которого находится ровное дно, в центре кратера имеется центральная горка, высота которой меньше высоты вала. Крупные кратеры называют цирками, диаметр их до 100 км.

На Луне можно выделить пониженные темные поверхности — лунные «моря» и светлые возвышенные поверхности — лунные горы.

«Морями» темные области назвал еще Галилей, с тех пор их так называют по традиции, конечно, никакой воды в них нет. На видимой стороне Луны «моря» и материки занимают примерно одинаковые площади, обратная сторона Луны имеет мало «морей» и много гор. Поверхность Луны покрыта рыхлым материалом — реголитом мощностью в несколько сантиметров, метров или десятков метров. Реголит — сыпучий грунт, неомогенная смесь различных по составу и форме обломков пород и минералов, с преобладающим размером зерен около 1 мм. По составу реголит несколько отличается от кристаллических изверженных пород Луны, на которых он залегает.

По материалам советских автоматических станций Луна-16, Луна-17 и Луна-20 и американских исследований по программе «Аполлон», лунные породы, особенно породы лунных морей, близки к земным базальтам. Минеральный состав кристаллических пород Луны таков: пироксен, богатый железом, ~50%, основной плагиоклаз (анортит) ~30%, ильменит до 18%, в подчиненном количестве от 1 до 10% находятся оливин, кристобалит, тридимит, в количестве <1% известны калиевый полевой шпат, апатит, циркон, шпинель, хромит, а также самородные железо и медь, троилит (FeS) и такие «неземные» минералы, как когенит Fe_3C и шрейберзит $(\text{Fe}, \text{Ni})_3\text{P}$.

По сравнению с базальтами Земли лунные породы обогащены железом (Fe), никелем (Ni), титаном (Ti), ванадием (V), цирконием (Zr), гафнием (Hf), иттрием (Y), скандием (Sc) и обеднены щелочами, особенно натрием (Na), калием (K), рубидием (Rb), цезием (Cs).

В породах Луны удивительно низкое содержание элемента европия (Eu) по сравнению с другими редкими землями, а также пониженное на порядок по сравнению с земными базальтами содержание урана (U).

Таблица I

Разновидности лунных пород *

Компоненты	Базальт Море изобилия (Луна-16)	Анортозит (с оливи- ном) (Луна-20)	Реголит (Луна-20)	Морской базальт, средний из 4-х (Апол- лон-11)	Норит, или не морской базальт № 14310 (Апол- лон-14)	Анортозит № 15415 (Апол- лон-15)
SiO ₂	42,95	42,4	44,4	40,5	50,0	44,1
Al ₂ O ₃	13,88	20,2	22,9	9,7	20,0	35,5
FeO	20,17	6,4	7,03	19,0	7,7	0,2
TiO ₂	5,5	0,38	0,56	11,4	1,3	—
CaO	10,8	18,6	15,2	9,6	11,0	19,7
MgO	6,05	12,0	9,7	8,0	8,0	0,1
Na ₂ O	0,23	0,40	0,55	0,53	0,63	0,34
K ₂ O	0,16	0,52	0,10	0,16	0,53	—

* Краткий справочник геохимика, М., «Недра», 1977 и Правда № 19633 от 4.V 1972 г.

Если лунные «моря» сложены породами типа базальтов, то лунные горы сложены породами, близкими к анортозитам. В табл. I приведено содержание главных компонентов вещества «морских» и «континентальных» пород Луны, в том числе по материалам советских автоматических станций Луна-16 и Луна-20, совершивших посадку соответственно в «морском» и горном районах.

Изучение лунных пород привело ученых к заключению, что на видимой стороне Луны обширные территории занимают базальтовые моря, а обратная сторона сложена практически анортозитами. В этом заключается своеобразная дисимметрия Луны.

Несмотря на различие «морских» и «континентальных» пород, дифференциация лунного вещества, вероятно, незначительна, так как средняя плотность лунных пород около 3,1 г/см³, что близко к средней плотности Луны как планеты — 3,34 г/см³.

Возраст лунных пород соответствует возрасту Земли — 4,5 млрд. лет (по данным свинцового метода возраст магматических пород Луны 3,8—4,0 млрд. лет, а реголита 4,4—4,7 млрд. лет).

Периодическая система

Периоды	Группы					
	I	II	III	IV	V	
1	(H)					
2	Li 3 Литий 6,940	Be 4 Бериллий 9,012	5 Бор 10,81	6 В Углерод 12,011	7 C Азот 14,00	
3	Na 11 Натрий 22,99	Mg 12 Магний 24,31	13 Al Алюминий 26,98	14 Si Кремний 28,09	15 P Фосфор 30,97	
4	K 19 Калий 39,10	Ca 20 Кальций 40,08	Sc 21 Скандий 44,96	Ti 22 Титан 47,90	V 23 Ванадий 50,94	
	29 Cu Медь 63,54	30 Zn Цинк 65,37	31 Ga Галлий 69,72	32 Ge Германий 72,59	33 As Мышьяк 74,92	
5	Rb 37 Рубидий 85,47	Sr 38 Стронций 87,62	Y 39 Иттрий 88,90	Zr 40 Цирконий 91,22	Nb 41 Ниобий 92,91	
	47 Ag Серебро 107,87	48 Cd Кадмий 112,40	49 In Индий 114,82	50 Sn Олово 118,69	51 Sb Сурьма 121,75	
6	Cs 55 Цезий 132,91	Ba 56 Барий 137,34	La* 57 Лантан 138,91	Hf 72 Гафний 178,49	Ta 73 Тантал 180,95	
	79 Au Золото 196,96	80 Hg Ртуть 200,59	81 Tl Таллий 204,37	82 Pb Свинец 207,19	83 Bi Висмут 208,98	
7	Fr 87 Франций (223)	Ra 88 Радий 226,02	Ac** 89 Актиний (227)	Ku 104 Курчатовий (261)		

* Л а н т а

Ce 58 Церий 140,12	Pr 59 Празеодим 140,91	Nd 60 Неодим 144,24	Pm 61 Прометий (145)	Sm 63 Самарий 150,35	Eu 63 Европий 152,96	Gd 64 Гадолиний 157,25
--------------------------	------------------------------	---------------------------	----------------------------	----------------------------	----------------------------	------------------------------

** А к т и

Th 90 Торий 232,04	Ra 91 Протак- тиний (231)	U 92 Уран 238,03	Np 93 Нептуний 237,04	Pu 94 Плутоний (242)	Am 95 Амери- ций (243)	Cm 96 Кюрий (247)
--------------------------	------------------------------------	------------------------	-----------------------------	----------------------------	---------------------------------	-------------------------

элементов Д. И. Менделеева

элементов					
VI		VII		VIII	
		1 H Водород 1,0079	2 He Гелий 4,003		
8 O Кислород 16,00	9 F Фтор 19,00	10 Ne Неон 20,18			
16 S Сера 32,06	17 Cl Хлор 35,45	18 Ar Аргон 39,95			
Cr Хром 52,00	24 Mn Марганец 54,94	25 Fe Железо 55,85	26 Co Кобальт 58,93	27 Ni Никель 58,71	28
34 Se Селен 78,96	35 Br Бром 79,90	36 Kr Криптон 83,80			
Mo Молибден 95,94	42 Tc Технеций (99)	43 Ru Рутений 101,07	44 Rh Родий 102,91	45 Pd Палладий 106,4	46
52 Te Теллур 127,60	53 J Иод 126,90	54 Xe Ксенон 131,30			
W Вольфрам 183,85	74 Re Рений 186,2	75 Os Осмий 190,2	76 Ir Иридий 192,2	77 Pt Платина 195,09	78
84 Po Полоний (210)	85 At Астат (210)	86 Rn Радон (222)			

н о н д ы

65 Tb Тербий 158,93	66 Dy Диспрозий 162,5	67 Ho Гольмий 164,93	68 Er Эрбий 167,2	69 Tm Тулий 168,93	70 Yb Иттербий 173,04	71 Lu Лютеций 174,97
------------------------------	--------------------------------	-------------------------------	----------------------------	-----------------------------	--------------------------------	-------------------------------

н о н д ы

97 Bk Берклий (247)	98 Cf Калифорний (251)	99 Es Эйнштейний (254)	100 Fm Фермий (253)	101 Md Менделевий (256)	102 No Нобелий (256)	103 Lr Лоуренсий (257)
------------------------------	---------------------------------	---------------------------------	------------------------------	----------------------------------	-------------------------------	---------------------------------

Геохронологическая шкала фанерозоя
(по Г. Д. Афанасьеву и др., 1964 г.)

Возраст, млн. лет		Периоды, эпохи		Длительность, млн. лет		Эры	
—0	1,5—2	Q	Плейстоцен	1,5—2		Кайнозойская	
	12±1	N ₂	Плиоцен	10—10,5			
—20	26±1	N ₁	Миоцен	14			
	37±2	P ₃	Олигоцен	11			
—40	60±2	P ₂	Эоцен	23			
—60	67±3	P ₁	Палеоцен	7			
—80	137±5	К	Кампан	70	38	Мезозойская	
—100			105±5		Сеноман		32
—120			Альб				
—140	195±5	J	Юра	58			
—160	240±10	Т	Триас	45			
—180							
—200							
—220	285±10	С	Карбон	55—75			
—240							
—260							
—280	340	D	Девон	70—50			
—300							
—320							
—340	410±10	S	Силур	30			
—360							
—380							
—400	440±15	O	Ордовик	60			
—420							
—440							
—460	500±20	Є	Кембрий	>70			
—480							
—500							
—520	>570		Докембрий				
—540							
—560							

Геохронологическая схема докембрия

Возраст, млн. лет

Палеозой (PZ)

570±20			Протерозой II (PR ₂)
~700	Венд (V)	Рифей III (R ₃)	
1100±50		Рифей II (R ₂)	
1350±50		Рифей I (R ₁)	
1600±50			Протерозой I (PR ₁)
1900±100			
2600±100			Архей (AR)
>2600			

ПРИЛОЖЕНИЕ 11

Таблица сравнения метрических единиц массы

	γ	мг	г	кг	т
Гамма γ	1	10 ⁻³	10 ⁻⁶	10 ⁻⁹	10 ⁻¹²
Миллиграмм мг	10 ³	1	10 ⁻³	10 ⁻⁶	10 ⁻⁹
Грамм г	10 ⁶	10 ³	1	10 ⁻³	10 ⁻⁶
Килограмм кг	10 ⁹	10 ⁶	10 ³	1	10 ⁻³
Тонна т	10 ¹²	10 ⁹	10 ⁶	10 ³	1

ПРИЛОЖЕНИЕ 12

Таблица сопоставления концентраций

в процентах	В частях на миллион, или мг/кг, или г/т		
100	10 ²	1 000 000	10 ⁶
10	10 ¹	100 000	10 ⁵
1	10 ⁰	10 000	10 ⁴
0,1	10 ⁻¹	1 000	10 ³
0,01	10 ⁻²	100	10 ²
0,001	10 ⁻³	10	10 ¹
0,0001	10 ⁻⁴	1	10 ⁰
0,00001	10 ⁻⁵	0,1	10 ⁻¹
0,000001	10 ⁻⁶	0,01	10 ⁻²
0,0000001	10 ⁻⁷	0,001	10 ⁻³
0,00000001	10 ⁻⁸	0,0001	10 ⁻⁴

УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ

А

Авантюрин 167
 Авгит 197, 413
 Агат 167
 Адуляр 215, 419
 Азурит 230, 398, 400, 407
 Аквамарин 192
 Акмит 198, 413
 Актинолит 202, 416
 Аллофан 397
 Алмаз 131, 418
 Алунит 240, 398, 400
 Альбит 213, 419
 Альмандин 185
 Амазонит 215, 416
 Амблигонит 416
 Аметист 166
 Амфиболы 200
 Ангидрит 238, 407, 409
 Англезит 238, 409
 Андалузит 188, 414
 Андезин 212
 Андрадит 184
 Аннабергит 235, 400, 401
 Анортит 212
 Антигорит 204
 Антимонит 141, 393
 Антофиллит 415
 Апатит 232, 406, 407, 410
 Арагонит 227, 397
 Аргентит 395
 Арсенолит 158
 Арсенопирит 149, 396
 Асбест см. хризолит—асбест
 Астраханит 20
 Астрофиллит 405
 Аурипигмент 143, 399, 405
 Ахроит 193
 Аширит см. диоптаз

Б

Байкалит 196
 Барит 236, 403, 406, 408
 Бастит 204
 Бёмит 175
 Берилл 192, 414, 416, 417, 419
 Биотит 209, 403
 Бирюза 398, 411
 Бисмит 158
 Блеклые руды 150
 Боксит 175, 315, 408
 Борацит 418
 Борная кислота 401
 Борнит 146, 396
 Бронзит 195
 Брошантит 401

Брусит 408
 Буланжерит 150, 394, 395
 Бура 410
 Бурнонит 395
 Бурный железняк см. лимонит

В

Вад 177, 397, 399
 Валентинит 158
 Ванадинит 404, 405
 Везувиан 190, 414, 416
 Вермикулит 210
 Вивианит 235, 400, 406
 Виллемит 415, 416
 Вилуит 190, 413
 Висмут 396
 Висмутин 142, 394
 Витерит 409
 Волластонит 200, 410
 Вольфрамит 241, 404
 Вульфенит 403, 405

Г

Галенит 137, 395,
 Галит 153, 398, 401, 402
 Галлуазит 206, 397
 Галмей см. каламин
 Галотрихит 402
 Гарниерит 206
 Гаюин 417
 Геденбергит 196, 412
 Гейландит 403
 Гематит 157, 411
 Герсдорфит 395
 Герцинит 169
 Гётит 175, 415
 Гибсит см. гидраргиллит
 Гидраргиллит 175, 397, 400
 Гидроборацит 222, 408
 Гидрогётит см. лимонит
 Гидроксилапатит 232
 Гидромагнезит 397, 400
 Гидрослюды 210
 Гиперстен 196, 412
 Гипс 239, 398, 400, 403
 Глауберит 20
 Глауколит 218
 Глауконит 210, 400
 Горный хрусталь 166
 Гранаты 184, 413, 415, 416
 Графит 134, 394
 Гроссуляр 184
 Гуммит 399
 Гюбнерит 241

Д

Датолит 419
Демантоид 185
Деревянистое олово 161
Джемсонит 394
Диаллаг 198, 404
Диаспор 175, 415
Диопсид 196, 416
Диоптаз 195, 406
Дистен 188, 407, 409
Доломит 225, 409
Дравит 193
Дымчатый кварц 166

Ж

Железный блеск 157, 413
Жильбертит 406, 408

З

Змеевик см. серпентин
Золото 125, 396

И

Изумруд 192
Ильменит 172, 394
Исландский шпат 224, 80

К

Каинит 411
Каламин 192, 410
Кальцит 224, 397, 409
Каменная соль см. галит
Канкринит 413, 414
Каолинит 205, 400
Карналлит 154, 403
Карнотит 236
Касситерит 160, 413, 415
Кварц 164, 413, 414, 415, 418, 419
Кеммерерит 211, 408
Кианит см. дистен
Кизерит 411
Киноварь 138, 402
Кирпичная руда 156
Клевеландит 213
Клейофан 139
Клинохлор 211
Кобальтин 148, 396
Ковеллин 143, 406
Колумбит 173, 412
Кордиерит 193
Корунд 156, 414, 417
Кочубейт 211, 408
Красный железняк 157, 399
Кремень 167, 411

Крокоит 402
Ксенотим 404
Куприт 156, 399, 402

Л

Лабрадор 213, 417
Лавровит 196
Лазурит 417
Лампрофиллит 403
Лейцит 217, 418
Лепидокрокит 176
Лепидолит 209, 407
Лепидомелан 209
Лимонит 176, 398, 411
Ловчоррит 398
Лопарит 412
Лунный камень 215
Людовигит 222

М

Магнезит 224, 398, 410
Магнетит 169, 394
Магнитный железняк см. магнетит
Магномagnetит 170
Малахит 229, 397, 400, 406
Мангангеденберgit 197
Манганит 177, 404
Маргарит 409
Мариалит 218
Марказит 148, 396
Марматит 139
Медная зелень 229
Медный колчедан см. пирит
Медь самородная 128, 396
Мейонит 218
Меланит 185
Мелантерит 398
Микроклин 215
Микролит 173
Миллерит 396
Миметезит 405
Мирабилит 239, 401
Молибденит 143, 394
Молибдошеелит 242
Монацит 232, 415
Монтмориллонит 206
Морденит 219
Морион 166
Мурманит 407
Мусковит 208, 408
Мышьяк 393, 395

Н

Наждак 156
Натриевая селитра 231
Натролит 220, 410

Нашатырь 401
Немалит 401
Непунт 205
Нефелин 217, 417, 418
Нефрит 202, 411
Никелин 396
Нозеан 410
Нонтронит 207

О

Оксиапатит 232
Оливин 183, 414
Олигоклаз 212
Оникс 167
Опал 178, 411
Оптический кальцит 224
Оптический флюорит 152
Орлец см. родонит
Ортит 191, 412
Ортоклаз 213, 419
Отунит 235, 405
Офит 204

П

Парагонит 408
Пеннин 211, 408
Пентландит 140, 396
Перовскит 412
Пертиты 215
Пиаргарит 402
Пирит 147, 396
Пироксены 195, 418
Пиролюзит 163, 393, 394
Пиоморфит 234, 404, 406
Пироп 185
Пирофиллит 405, 408
Пироклор 173, 404
Пирротин 140, 396
Плавиковый шпат см. флюорит
Плагиоклазы 212
Платина 129, 395
Плеонаст 169, 413
Поваренная соль см. галит
Повеллит 243
Полевые шпаты 212, 418, 419
Полигалит 402
Поликсен 129
Празем 166
Пренит 411
Прохлорит 211, 400
Прустит 402
Псиломелан 177, 394, 395

Р

Ратовкит 152
Реальгар 145, 399, 402
Ревдинскит 205, 400

Роговая обманка 202, 412
Родонит 200, 413
Родохрозит 226, 403
Рубеллит 193
Рубин 156
Рутил 159, 415

С

Сагениит 159
Салит 196
Самарскит 412
Санидин 215
Сапфир 156
Селенит 239
Селитры 231, 398, 401
Сенармонтит 158
Сера самородная 130, 397, 399, 405
Сердолик 167
Серебро самородное 127, 394
Серицит 208, 400, 405, 407
Серный колчедан см. пирит
Серпентин 203, 397
Сидерит 226, 404
Силлиманит 189, 418
Сильвин 153
Скаполиты 218, 417, 418
Скородит 235, 400, 406
Слюды 207
Смитсонит 226, 398
Сода 398, 401
Содалит 417
Соссюрит 191
Спессартин 185, 413
Сподумен 198, 416
Ставролит 189, 415
Станнин 146, 395
Стронцианит 409
Сурьмяная охра 159, 399, 408
Сфалерит 139, 403, 405
Сфен см. титанит

Т

Талнахит 146
Тальк 203, 405, 408
Танталит 173
Тенардит 239, 401, 410
Теннантит 150
Тенорит 393
Тетраэдрит 150, 395
Титанит 187, 404, 414, 415
Титаномагнетит 170
Топаз 187, 414, 417
Торбернит 235, 406
Тремолит 201
Триплит 403, 404
Турмалин 193, 413, 414, 416, 417
Тюрингит 211
Тюямунит 236, 399, 405

У

Уваровит 185
Уралит 202
Уранинит 163, 411, 412
Урановые слюдки 235

Ф

Фаялит 183, 413
Фенакит 419
Ферберит 241
Ферримolibдит 243, 399
Флогопит 209, 403
Флюорит 152, 406, 407, 410
Форстерит 183, 414, 415
Фосфориты 233, 320
Фторapatит 232
Фуксит 208, 406

Х

Халцедон 167, 411
Халькантит 406
Халькозин 136, 394
Халькопирит 145, 396
Хиастилит 189, 410
Хлоантит 395
Хлорапатит 232
Хлоритоид 416
Хлориты 210, 406
Хризокolla 195, 397
Хризолит 183
Хризолит 204, 401
Хризотил—асбест 204
Хромдиоксид 196
Хромит 171, 412

Ц

Целестин 237, 401, 407
Цеолиты 219

Церуссит 227, 400, 409
Цинкит 402
Циннвальдит 408
Циркон 185, 415
Цоизит 191

Ч

Чилийская селитра 231

Ш

Шабазит 219
Шамозит 211
Шеелит 242, 404, 410
Шерл 193
Шмальтин 396
Шпинель 169, 414, 416, 417
Шунгит 135

Щ

Щелочная роговая обманка 202

Э

Эгирин 198
Электрум 125
Элеолит 217
Энаргит 394, 395
Энстатит 196, 409
Эпидот 191, 414, 416
Эпсомит 398, 401, 402
Эритрин 235, 399, 401
Эшнинит 412

Я

Ярозит 241, 397, 399

УКАЗАТЕЛЬ ГОРНЫХ ПОРОД

А

Адамеллит 284
Алеврит 310
Алевролит 310
Альбитофир 283
Аляскит 283
Амфиболит 354
Андезит 279
Андезитовый порфирит см. порфирит
Анортозит 274
Апатитолиты 292
Аплит 290
Аргиллит 312
Аркозовые пески 309
Асфальт 340

Б

Базальт 275
Базальтовый порфирит см. диабаз
Березит 352
Бокситы 175, 315
Брекчия 308
Бурые угли 330

В

Валуны 307
Вебстерит 269
Вторичные кварциты 356
Вулканический туф 250
Вулканические стекла 286

Г

Габбро 272
Габбро—порфирит 289
Галечник 307
Гарцбургит 269
Гиперстенит 269
Глинистые сланцы 352
Глины 310
Глины жирные 311
Глины огнеупорные 311
Глины осадочные 310
Глины остаточные 310
Глины отбеливающие 312
Глины тощие 310
Глины фарфоровые 311
Глыбы 307
Гнейсы 357
Горнблендит 269
Горящие газы 336
Горячие сланцы 336
Гравелит 308
Гравий 307

Гранит 282
Гранит—порфир 289
Гранитоиды 282
Гранито—гнейс 357
Гранулит 360
Гранодиорит 284
Граносиенит 284
Граувакка 309
Грейзен 97, 352

Д

Дацит 280
Джеспилит 355
Диабаз 276
Диабазовый мандельштейн 276
Диаллагит 269
Диатомит 322
Диорит 279
Долерит 275
Доломит 325
Дресва 307
Дунит 269

Ж

Железистые осадочные породы 317
Железистые кварциты 355
Жильные породы 289

И

Игнимбрит 287
Известковый туф 325
Известняки 323
Ийолит 289
Инъекционные гнейсы 358

К

Кальцифир 356
Каменный уголь 330
Карбонатиты 292
Катаклазиты 351
Каустобиолиты 329
Кварцевый альбитофир 283
Кварцевый диорит 279
Кварцевый порфир 286
Кварцевый порфирит 280
Кварцит 355
Кератофир 284
Кизельгур 322
Кимберлит 132, 272
Кислые породы 282
Конгломерат 308
Кремнистые породы 322
Кремнистые туфы 323

Кристаллические сланцы 353
Кровельные сланцы 353

Л

Лабрадорит 274
Лампрофир 291
Латериты 314
Лерцолит 269
Лёсс 310
Липарит 285
Лиственит 352

М

Марганцевые осадочные породы 318
Мел 324
Меймечит 272
Мельтейгит 289
Мергель 326
Миаскит 288
Мигматит 358
Милониты 351
Монцонит 281
Мрамор 356

Н

Несиликатные магматические породы 292
Нефелиновый сненит 288
Нефть 336
Норит 273

О

Обсидиан 286
Обломочные породы 306
Озокерит 340
Опока 323
Ортогнейсы 345
Ортофир 282
Основные породы 272

П

Парагнейсы 345
Пегматиты 291
Пелиты 307
Пемза 286
Перидотит 269
Перлит 286
Пески 308
Песчаники 309
Песчаники туфогенные 309
Пикрит 272
Пироксенит 269
Пирокластический материал 250
Плагииграниты 283

Порфирит 280
Птигматит 359

Р

Радиолярит 322
Ракушечник 324
Рапакиви 284
Риолит 285
Роговик 351

С

Сerpентинит 271
Сненит 281
Сненит—порфир 289
Скарн 106, 352
Сланцы глинистые 352
Сланцы горючие 336
Сланцы кристаллические 353
Сланцы кровельные 353
Сланцы слюдяные 354
Сланцы хлоритовые 353
Соли 326
Спилиты 276
Средние породы 278
Суглинки 312
Суглинки лёссовидные 310
Сульфидолиты 295
Супесь 312

Т

Тальковые сланцы 353
Торф 336
Травертин 325
Траппы 275
Трахиты 278
Трахит 282
Трепел 322
Трондземит 283
Туфы вулканические 250
Туфы известковые 325
Туфы кремнистые 323
Туффиты 314

У

Угли бурые 330
Угли каменные 330
Ультраосновные породы 269
Уртит 289

Ф

Ферролиты 292
Филлиты 352
Фонолит 289
Фосфориты 233, 320
Фойяит 288
Фтанит 323

Х

Хибинит 288
Химические и биохимические поро-
ды 314
Хлоритовые сланцы 353

Щ

Щебень 307
Щелочные породы 287

Э

Эклогит 360
Энстатит 269

Я

Якупирангит 289
Янтарь 341
Яшма 167, 323

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Основные сведения по истории развития минералогии и петрографии	4
I. Основные положения кристаллографии	16
Свойства кристаллических веществ	16
Образование и рост кристаллов	20
Закон постоянства углов. Измерение кристаллов	23
Симметрия кристаллов	25
Простые формы и комбинации. Обзор простых форм по сингониям	30
Закон рациональных отношений параметров и символы граней	38
Основы кристаллохимии	42
II. Некоторые вопросы общей геохимии	51
Периодическая система элементов Д. И. Менделеева и строение атома	51
Изотопы в геохимии	54
Основные сведения о Земле	56
Строение Земли	58
Закономерности распределения химических элементов и их изотопов	63
Геохимическая классификация элементов	65
III. Минералогия	68
Общая часть	68
Определение понятия «минерал». Задачи минералогии	68
Химический состав и формулы минералов	71
Изоморфизм и полиморфизм	72
Физические свойства минералов	76
Морфология минералов и их агрегатов	87
Геологические процессы образования минералов	93
Эндогенные процессы минералообразования	93
Экзогенные процессы минералообразования	101
Метаморфические процессы минералообразования	105
Типоморфные признаки, генерации и парагенезис минералов	108
Методы минералогических исследований	113
	437

Описательная часть	122
Классификация минералов	122
Самородные элементы	124
Металлы	125
Неметаллы	130
Сернистые соединения (сульфиды)	135
Простые сульфиды	136
Двойные сульфиды	145
Дисульфиды и их аналоги	147
Сложные сульфиды	150
Галогенные соединения (галогениды)	151
Фториды	152
Хлориды	153
Окислы (оксиды)	155
Простые окислы	156
Сложные окислы	169
Гидроокислы	175
Силикаты	179
Островные силикаты	183
Цепочечные силикаты	195
Ленточные силикаты	200
Листовые силикаты	203
Каркасные силикаты	212
Бораты	221
Карбонаты	223
Простые безводные карбонаты тригональной сингонии	223
Простые безводные карбонаты ромбической сингонии	227
Сложные карбонаты	229
Нитраты	231
Фосфаты, арсенаты, ванадаты	231
Безводные фосфаты	232
Водные фосфаты и их аналоги	235
Сульфаты	236
Безводные сульфаты	236
Водные сульфаты	239
Сложные сульфаты	240
Вольфраматы и молибдаты	241
 IV. Петрография	 245
Определение понятия «горная порода». Задачи петрографии	245
Методы изучения горных пород	246
Магматические горные породы	249
Кристаллизация магмы. Дифференциация и ассимиляция	251
Формы залегания магматических пород	254
Структуры и текстуры магматических пород	261
Химический и минеральный состав магматических пород	263
Классификация магматических пород	265

Описание магматических пород	268
Ультраосновные породы	269
Основные породы	272
Средние породы	278
Кислые породы	282
Щелочные породы	287
Жильные породы	289
Несиликатные магматические породы	292
Петрографические провинции	293
Генетическая связь месторождений полезных ископаемых с интрузиями	294
Осадочные горные породы	296
Происхождение осадочных пород и их классификация	297
Состав и строение осадочных пород	301
Описание осадочных пород	306
Обломочные породы	306
Химические и биохимические породы	314
Каустобиолиты	329
Метаморфические горные породы	341
Виды метаморфизма	342
Состав, структуры и текстуры метаморфических пород	344
Классификация метаморфических пород	348
Описание метаморфических пород	351
Определение абсолютного возраста горных пород	361
Организация минералогических и петрографических работ в геологических партиях и экспедициях	367
Список литературы	372
Приложения	374
Приложение 1. Выделение мономинеральных фракций	374
Приложение 2. Изучение шлихов	377
Приложение 3. Определение плотности минералов	382
Приложение 4. Расчет химического состава минералов на формулу	385
Приложение 5. Парагенетические ассоциации минералов	387
Приложение 6. Определитель минералов по внешним признакам	391
Приложение 7. Среднее содержание химических элементов в главных типах горных пород и в метеоритах	420
Приложение 8. Особенности состава лунных пород	424
Приложение 9. Периодическая система элементов Д. И. Менделеева	427
Приложение 10. Геохронологическая шкала фанерозоя	428
Приложение 11. Таблица сравнения метрических единиц массы	429
Приложение 12. Таблица сопоставления концентраций	429
Указатель минералов	430
Указатель горных пород	434

Алексей Викторович Миловский

МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

Издание четвертое переработанное
и дополненное

Редактор издательства *М. Д. Мирзоева*
Переплет художника *В. В. Евдокимова*
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*
Технические редакторы: *В. Л. Прозоровская,*
В. В. Володарская
Корректор *Л. И. Окронгло*

Сдано в набор 30.01.79. Подписано
в печать 17.09.79. Т-14356. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага № 2. Гарнитура литер. Печать высокая
Печ. л. 27,5. Уч.-изд. л. 29,61. Тираж 19 000 экз.
Заказ 1280/7000-1. Цена 1 р. 30 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.

Ленинградская типография № 6 Ленинградского
производственного объединения «Техническая
книга» Союзполиграфпрома при Государственном
комитете СССР по делам издательств,
полиграфии и книжной торговли.
193144, Ленинград, С-144, ул. Моисеенко, 10

2944

HEAPA