

А.Г.БУЛАХ

МИНЕРАЛОГИЯ С ОСНОВАМИ КРИСТАЛЛОГРАФИИ

*Допущено Государственным комитетом
народного образования СССР
в качестве учебника для геологических
специальностей вузов*



МОСКВА "НЕДРА" 1989

ББК 26.303
Б 90
УДК 549.2/8:548

Рецензенты:
кафедра минералогии Ленинградского горного института им. Г. В. Плеханова, д-р геол.-минер. наук *Б. И. Пирогов*

Булах А. Г.

Б 90 Минералогия с основами кристаллографии: Учебник для вузов.— М.: Недра, 1989.— 351 с.: ил.

ISBN 5-247-01067-1

Изложены основы учения о кристаллографических особенностях минералов. Приведены физические свойства минералов, описаны их диагностические признаки. Рассмотрены главнейшие типы минеральных месторождений. Освещены начала прикладной и поисковой минералогии и главные области промышленного использования минералов. Дан краткий обзор методов минералогических исследований, их места и роли при поисках, разведке и разработке месторождений полезных ископаемых.

Для студентов геологических специальностей университетов, политехнических и горных институтов.

Б $\frac{1804020200-281}{043(01)-89}$ - 49—89

ББК

ISBN 5-247-01067-1

© Издательство «Недра»

Любой вузовский учебник предназначен прежде всего для студентов и подчинен учебным программам и последовательности преподавания различных дисциплин. С одной стороны, он должен быть использован для того, чтобы дать студентам возможно более полное представление о науке (дисциплине) в ее современном объеме, с другой — необходимость и возможность такого изложения определены тем, на каком курсе ведется преподавание этой дисциплины. Мало желательны повторы из других учебных курсов и забегающие вперед, несмотря на то, что в любых науках есть области взаимного перекрытия.

Автор исходит из того, что до прохождения курса минералогии и пользования этим учебником студенты полностью освоили материал по курсам физики, химии, общей геологии, а после минералогии последуют курсы петрографии, учения о месторождениях полезных ископаемых, литологии и морской геологии, геохимии. Это наложило свой отпечаток на содержание ряда разделов учебника, темы которых были освещены студентам ранее или будут более подробно рассмотрены с использованием достижений других наук. Поэтому большая часть книги традиционно для учебников минералогии посвящена характеристике минералов, как азбуке, без которой нельзя вести преподавание большинства последующих геологических дисциплин. К сожалению, эта вынужденная система построения учебников и самих курсов минералогии первого или второго года обучения студентов накладывает устойчивый стереотип отношения будущих специалистов к этой науке как к знакомству с минералами и приемами их узнавания. Минералогия в полном ее объеме как одна из основополагающих в цикле геолого-минералогических наук преподается на кафедрах минералогии Московского и Ленинградского университетов для небольшого контингента студентов по специальным многолетним программам.

В последние десятилетия преподавание минералогии для геологических специальностей велось с использованием двух широко известных учебников — А. Г. Бетехтина и Е. К. Лазаренко, других учебников до последнего времени не было, а эти два постепенно перестали соответствовать трансформированной и сильно сократившейся учебной программе курса. Вышедший в 1982 г. учебник «Минералогия» А. В. Миловского и О. В. Кононова более краток и прост, более современен, что особенно касается разделов о физических свойствах минералов и геологических процессах минералообразования.

Для данного учебника свойственны некоторые особенности. Во-первых, это — наличие обзорных разделов по кристаллографии. Во-вторых, особенности состава минералов, их виды и разновидности трактуются с современных кристаллохимических позиций объяснения явлений изоморфизма. В-третьих, в отличие от того, что в старых учебниках по минералогии всегда приводится всеобъемлющая — широкая или сжатая — характеристика минералов справочного характера, часто избыточная материалом, ненужным при начальном обучении студентов младших курсов, здесь изложен лишь учебный материал и охарактеризованы лишь наиболее существенные, преимущественно -диагностические черты морфологии и свойств минералов и описаны лишь наиболее важные их месторождения. Описания не приведены для тех минералов, визуальная диагностика которых для студентов не обязательна. В-четвертых, более полно, чем раньше, показаны возможности прикладной и поисковой минералогии и области промышленного использования минералов. И еще. Автор стремился изложить материал наиболее кратко и таким образом, чтобы позволить любому преподавателю свободно и без перегрузки студентов дополнять в случае необходимости этот учебник своим оригинальным материалом.

Создавая учебник, автор невольно отразил в нем в той или иной мере теоретические положения минералогии, в первую очередь как науки генетической, и методические приемы ее преподавания, развиваемые в течение многих лет на кафедре минералогии Петербургского — Ленинградского университета школой ее выдающихся ученых — В. В. Докучаева, В. И. Вернадского, С. М. Курбатова и ее ведущими современными преподавателями, учителями автора — профессором А. А. Кухаренко, доцентом О. М. Римской-Корсаковой, ст. преподавателем А. С. Ивановым. При составлении учебника учтен материал учебного пособия А. Г. Булаха «Вводные лекции по минералогии» (1984) и практикума А. Г. Булаха «Характеристика и диагностические признаки минералов» (1985). Автор принял к сведению замечания и советы от профессоров А. Г. Бакирова, В. М. Винокурова, В. Н. Волкова, П. В. Зарицкого, В. И. Лебедева, Н. В. Логвиненко, О. И. Матковского, Ф. С. Моисеенко, Б. И. Пирогова, С. А. Руденко, Г. М. Саранчиной, Г. Б. Свешникова, В. Б. Татарского, В. Н. Шванова, доцентов и других преподавателей — Н. Б. Абакумовой, В. А. Баженова, И. В. Булдакова, А. Э. Гликина, В. В. Гордиенко, А. А. Золотарева, В. В. Иваникова, И. Е. Каменцева, В. Г. Кривовичева, Н. А. Кулик, А. И. Курдюкова, С. А. Куршева, З. А. Образцовой, Р. И. Полевских, О. М. Римской-Корсаковой, В. А. Романова, В. В. Сахоненок, О. Г. Сметанниковой, А. С. Тарантова, Е. Б. Трейвуса, В. Ю. Эшкина, Н. З. Евзиковой и Н. С. Рудашевского. Сделанные замечания оказали значительную помощь

автору, он искренне благодарен всем названным выше своим коллегам. Полезное обсуждение и критику получил автор по отдельным темам учебника, доложенным им на заседаниях Педагогической комиссии ВМО АН СССР в Ленинграде, Шацке, Фрунзе, Свердловске, Кривом Роге, на совещаниях по проблеме минерального вида в Киеве, Керчи и Черноголовке и особенно — при рассмотрении рукописи учебника на кафедрах минералогии Ленинградского горного и Криворожского горнорудного институтов. Авторы рисунков — Д. В. Доливо-Добровольский и Г. Ю. Иванюк, фотографий — И. М. Пискижов и Н. И. Краснова.

Все замечания и советы автор просит направлять по адресу: 199034, Ленинград, Университетская наб., д. 7—9, ЛГУ, геологический факультет, кафедра минералогии.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ НАЗВАНИЙ СИНГОНИИ

кубическая
гексагональная
тетрагональная
тригональная
ромбическая
моноклиная
триклинная

— куб. с.
— гекс. с.
— тетр. с.
— триг. с.
— ромб. с.
— монокл. с.
— трикл. с.

ОБЪЕКТ И СОДЕРЖАНИЕ МИНЕРАЛОГИИ

Из курса общей геологии известно, что горные породы и руды состоят из минералов. Например, минералы микроклин, биотит, альбит, кварц являются главными составными частями гранитов; гематит, магнетит — главными минералами некоторых железных руд. Что же такое минералогия и что является объектом ее изучения?

Любая наука находится в постоянном развитии, меняются ее цели, объекты, методы. Часть традиционных объектов исследования отходит в область других наук, взамен появляются новые. Понятие «минерал» и содержание науки минералогии также меняется во времени. Поэтому существуют различные определения понятия «минерал», отвечающие разным подходам и тенденциям развития науки. Мы же будем относить к минералам природные химические соединения кристаллической структуры. Они и служат объектами изучения минералогии. Также к объектам минералогии, но усложненным, следует отнести опал (твердый коллоид), аморфные продукты самораспада радиоактивных минералов, природную жидкую ртуть — закономерные продукты обычных процессов образования, жизни и разрушения минералов. Они не могут быть исключены из рассмотрения явлений минералообразования, поскольку не имеют кристаллического строения, поэтому не попадают под принятое нами определение минерала. И все же — это традиционные объекты минералогии. К числу дополняющих объектов относятся горные породы, руды, минеральные месторождения и другие геологические объекты, так как вне связи с ними минералогия не только теряет смысл геологической науки, но главное — лишается начального источника информации об условиях образования минералов в природе. Все это обязательные объекты минералогии.

В то же время лед — минерал по нашему определению — объект гляциологии и грунтоведения; оксалаты, фосфаты, ураты, карбонаты, слагающие камни в почках человека, — объекты изучения медицины.

Еще более спорно положение тех природных химических соединений кристаллической структуры, которые искусственно получены человеком или формируются в результате явлений самопроизвольного преобразования в естественных условиях

различных техногенных продуктов, например в ходе самовозгорания терриконов, химических превращений захороненных отходов производства, взаимодействия фильтратов сточных вод с грунтами и прочих процессов. Большинство исследователей не считают эти процессы геологическими и не относят эти вещества к минералам — это необязательные (сомнительные) объекты минералогии. «Сомнительность» здесь однако не указывает на ненужность их исследования, загадка многих природных процессов минералообразования решается при изучении этих объектов, просто они уже находятся в области перекрытия интересов минералогии с другими науками, где последние порой играют ведущую роль. В этом учебнике они не рассматриваются.

Учитывая все условности границ, мы будем считать минералами только те природные химические соединения кристаллической структуры, которые образовались в ходе геологических и биологических процессов на Земле или сходных процессов на других космических телах, понимая в то же время условность и того, что надо относить к геологическим и биогеологическим процессам. Здесь мы подробно охарактеризуем только минералы — составные части горных пород и руд.

Минералогия занимается изучением свойств и состава минералов, выявлением геологических условий и физико-химической обстановки образования минералов, исследованием минералов, как формы концентрации одних и рассеивания других химических элементов, вскрытием механизмов зарождения, роста и разрушения минералов, разработкой минералогических критериев поиска рудного и нерудного сырья. Минералог должен знать минералы, уметь их искать и изучать. В таком широком объеме минералогия как одна из главнейших в цикле геолого-минералогических наук предстает в учебниках П. Ниггли (1924, 1927), А. Г. Бетехтина, А. К. Болдырева и др. (1936), Н. М. Федоровского (1930), в американской «Минералогической энциклопедии» (1985) и научных публикациях советских минералогов В. Ф. Барабанова, К. А. Власова, В. И. Герасимовского, А. И. Гинзбурга, М. Н. Годлевского, А. А. Кухаренко, Е. К. Лазаренко, Д. В. Рундквиста, С. С. Смирнова, В. С. Соболева, А. С. Уклонского, А. Е. Ферсмана, Н. П. Юшкина. «Минералогия во всем пространстве сего слова», — таков девиз научной деятельности советских исследователей, объединяемых Всесоюзным минералогическим обществом при АН СССР. Вместе с тем, так широко трактуемая минералогия перекрывается во многом, и это естественно, с другими отраслями геологических знаний — учением о месторождениях полезных ископаемых, петрографией, литологией, геохимией. Каждая из этих наук, имея в общем сходные практические цели, решает их своими методами и использует свои

объекты природы. Минералог же — это прежде всего знаток минералов, их тонких особенностей и методов их выявления.

Являясь наукой о природных химических соединениях кристаллической структуры, минералогия тесно связана с кристаллографией, физикой и химией. По сути, минералы являются частными объектами этих трех наук. Из них минералогия черпает основные представления о внутреннем атомарном строении минералов, законах роста и огранения кристаллов, химических реакциях, возможных при минералообразовании. От них она заимствует методы исследования свойств и состава минералов.

ИСТОРИЯ СТАНОВЛЕНИЯ МИНЕРАЛОГИИ КАК САМОСТОЯТЕЛЬНОЙ НАУКИ

Знания о минералах, условиях их нахождения и представления о их происхождении накапливались человеком с древних времен. Его орудия труда, строительные материалы, гончарное дело, рождение металлургии, соляной промысел, краски, скульптурный камень, украшения, врачевание — все это связано с использованием минералов и давало человеку первые знания о камнях, рудах и их составных частях — минералах. Приводимый ниже список (по А. К. Болдыреву, 1944) содержит перечень минералов, известных древним людям:

Люди каменного века

1. Вода и лед
2. Воздух
3. Нефрит
4. Жадеит и хлоромеланит
5. Серпентин
6. Красный железняк (краска)
7. Кварц и горный хрусталь
8. Кальцит
9. Янтарь

Шумеро-аккады и ассииро-вавилоняне

10. Асбест
11. Золото
12. Серебро
13. Электрум
14. Медь
15. Железо
16. Аргентит (P)
17. Халькопирит (P)
18. Халькозин (P)
19. Пирит (P)
20. Галенит (P)
21. Стибнит (P)
22. Куприт
23. Рубин

24. Гематит (руда и краска)
25. Магнетит
26. Лимонит
27. Аметист
28. Сердолик
29. Агат (и оникс)
30. Касситерит
31. Малахит (медная зелень)
32. Азурит (медная синь)
33. Изумруд — Гранат (см. 52)
34. Асфальт
35. Нефть
36. Ляпис-лазурь

Египтяне (они, конечно, знали и почти все предыдущие и часть последующих минералов. Галит, вероятно, употреблялся в пищу еще первобытными людьми)

37. Бирюза — Лазурит (см. 36)
38. Бура
39. Галит

Индусы, древние евреи

40. Алмаз
41. Опал (это название, впрочем, древнее Библии)

42. Оникс
43. Топаз (?)
44. Хризолит (?)
45. Сапфир

По Теофрасту

46. Киноварь
47. Хризоколла
48. Ртуть

По Диоскориду

49. Селенит
50. Халькантит

По Болосу

51. Табашир («Табазис», «Сардиос», «Кархедониос»)
52. Гранат — Рубин
53. Галмей

Древние греки

54. Халцедон (?) (этот минерал упоминается Плинием; судя по названию, он был известен древним грекам)
55. Плазма (?)
56. Хризопраз (?)
57. Гелиотроп (?)
58. Празем (?)
59. Магнетит (?)
60. Каламин (?) — Стибнит (см. 21)

61. Молибденит
62. Гипс

По Плинию

63. Альмандин (у Плиния — «алабандская венисса»)
64. Церуссит
65. Сера
66. Аурипигмент
67. Рутил (?)
68. Слюда

Древние персы

69. Берилл (Персидское название «белур»)
70. Циркон (гиацинт)
71. Сурьма

Сингалезы

72. Турмалин

Древние китайцы

73. Каолин
74. Агальматолит (пагодит) (?)

Древние индусы

75. Корунд
76. Шпинель
77. Перидот (оливин)

Каковы же были представления о минералах и их природе в те далекие времена до нашей эры? Восстановить их пока не удалось. Обнаружены лишь отрывочные сведения, дошедшие до нас из разных отдаленных друг от друга времен и стран. В первой половине 3-го тысячелетия до н. э. в Шумере при храмах существовали школы для мальчиков, в которых они обучались, кроме чтения и письма, флоре, фауне и минералам Месопотамии. На росписях гробниц в долине Нила, выполненных почти 5 тыс. лет назад, показаны ремесленники за работой: они взвешивают малахит и драгоценные металлы, плавят металлические руды и выделывают искусные геммы из ляпис-лазури и изумруда. Около двух тысячелетий до нашей эры в древнем Китае было положено начало коллективному сочинению «Древние сказания о горах и морях» («Сан-Хей-Дин»), в течение более тысячелетия оно непрерывно пополнялось. Сан-Хей-Дин, по-видимому, является первым письменным памятником, в котором дается описание известных в то время 17 минералов, металлов и горных пород — золота, серебра, олова, меди, железа, магнетита, азурита, сапфира, нефрита и др., приводятся сведения о месторождениях этих минералов

и указываются их отличительные признаки (цвет, твердость и др.). В библиотеке ассирийского царя Ашшурбанапала среди клинописных копий древних текстов, датируемых примерно 1900 г. до н. э., имеются фрагменты рецептов для получения слоев глазури (эмали) — это первые свидетельства о стремлении систематизировать полученные на практике эмпирические данные и фиксировать их письменно для будущих поколений. В трудах Аристотеля (384—322 гг. до н. э.) и его ученика Теофраста (372—287 гг. до н. э.) сделано разделение (классификация) минеральных тел на камни и руды и высказано предположение о возникновении руд из паров и дымов, вырвавшихся из недр земных. Позднее, в начале нашей эры, римский натуралист и историк Плиний Старший (умер в 79 г.) написал четыре трактата о камнях, где собрал все, что было известно в его время о свойствах и условиях местонахождения минералов, но в этих трактатах верные наблюдения еще переплетаются с вымыслом и фантазией.

Хорезмский ученый-энциклопедист Абу-Рейхан-Мухаммед ибн-Ахмед аль-Бируни (ок. 973—1048) в «Книге сводок для познания драгоценностей» дал подробные сведения (значения твердости, первые измерения удельного веса, местонахождения в Средней Азии, поисковые признаки) более чем о 50 минералах, рудах, металлах, сплавах. Таджикский естествоиспытатель, врач, математик, поэт и мыслитель Абу-Али ибн-Сина, или Авиценна (ок. 980—1037) дал первую после Теофраста классификацию минералов. Он разделил их на четыре группы — камни, горючие тела, соли и металлы.

Первым свидетельством о начавшемся формировании минералогии как самостоятельной науки являются работы немецкого врача, металлурга и естествоиспытателя Георга Бауэра, или Агриколы (ок. 1494—1555) «О природе ископаемых», «О горном деле и металлургии», «О происхождении минералов». Само содержание наук было более широким и менее определенным, чем сейчас, но в его трудах впервые четко разделены минералы и горные породы, среди первых выделены земли (старинное название оксидов), соли, драгоценные камни, металлы и «прочие» минералы, особое внимание при характеристике минералов уделено их формам и диагностическим признакам — цвету, блеску, спайности, твердости и др. Хорошее описание свойств минералов было опубликовано в ту же пору (в 1502 г.) Леонардо да Винчи. В лапидарии венецианского физика Камилла Леонарда «Зеркало камней», опубликованном в том же 1502 г., содержится описание 279 минералов и минеральных веществ. Однако эти сведения все еще являются лишь частью общей науки о горах, рудах, камнях и металлах.

Термин «минерал» происходит от древнелатинского слова *minera*, т. е. рудный шуф, кусок руды. В XIII в. его исполь-

зует, например, немецкий философ Альберт Великий в своем научном трактате «О металлах и минералах» («*De rebus metallicis et mineralibus*»). Термин «минералогия» впервые был употреблен в 1636 г. итальянским ученым Бернардом Цезием применительно к науке о полезных ископаемых. Как видно, оформление представлений о минералах в самостоятельную отрасль знания произошло очень поздно, в средние века, т. е. в тот период, когда происходил распад всеобщих естествознания и философии на отдельные специальные науки.

Дальнейшее накопление знаний о минералах все более тесно связывается не только с развитием горнорудного дела, металлургии и разных ремесел, но также и с физикой, учением о кристаллах и в первую очередь с химией.

В 1735 г. шведский химик и минералог Георг Брандт при исследовании загадки обычной на вид руды, из которой почему-то не выплавлялся металл, выделил в чистом виде новый элемент — кобальт (раньше были известны только его соединения). В 1754 г. шведский геолог, химик и минералог Аксель Кроншtedт впервые открыл в рудах, считавшихся по их цвету медными, никель (в составе минерала — арсенида никеля, как оказалось, главного в этих рудах). Шведский химик Карл Шееле в 1778 г. при изучении минерала молибденита получил триоксид молибдена и открыл этот новый химический элемент, а в 1781 г. в минерале тунгстите (оксиде вольфрама) он же обнаружил еще один новый химический элемент — вольфрам. Ясно, что эти открытия были не только успехами химии, ими вскрывалась и химическая природа самих минералов. Постепенно, в течение XVIII в., это направление химико-минералогических исследований стало одним из главных в науке и привело к формированию представлений о минералах, как индивидуальных химических соединениях (работы М. В. Ломоносова, А. Кроншtedта, В. М. Севергина, Й. Берцелиуса) и к появлению идей о необходимости химической классификации минералов.

Другое близкое к химии направление развития представлений о минералах — это быстрое накопление знаний о природе кристаллов, закономерностях их ограничения, внутреннего строения и роста. Первое наиболее яркое открытие в этой области — установление в 1669 г. датским естествоиспытателем (медиком, геологом и зоологом) Николаусом Стенсеном, известного как Нильс Стено (1638—1687), факта постоянства углов между соответственными гранями на разных кристаллах кварца и гематита независимо от их размеров, облика и происхождения. Дальнейшее развитие знаний дало возможность выявить и изучить многообразие кристаллов известных тогда минералов (Ж. Роме Делиль, Р. Гаюи, Х. Вейс и др.) и перейти к выявлению особенностей их роста (А. Левенгук,

Н. Стено и др.). Начинают формироваться ранние представления о дискретности внутреннего строения кристаллов (М. В. Ломоносов, Р. Гаюи и др.).

Развитие горнорудной промышленности, успехи химического и кристаллографического направлений в изучении минералов, совершенствование методов изучения их свойств привели уже в конце XVIII в. к окончательному оформлению минералогии как самостоятельной науки. Ранее она носила, по сути, всеобщий характер, охватывая все науки о Земле. По предложению немецкого (саксонского) геолога и минералога Абраама Готлиба Вернера (1750—1817) из минералогии (она называлась тогда ориктогнозией) выделились геология, палеонтология и тектоника.

С конца XVIII в. минералогия существует уже как самостоятельная наука с современным ее содержанием. Глубокий след в истории этой науки оставили в то время работы А. Вернера и В. М. Севергина.

А. Вернер — выходец из семьи потомственных горняков, с ранних лет интересовался геологией и минералогией. Он учился в Фрайбергской горной Академии, только что созданной в центре горнорудной промышленности Средней Европы, а затем работал в этой Академии, обобщая и систематизируя громадный материал, накопленный здесь горняками и натуралистами к тому времени. А. Вернер многое сделал в области описательной минералогии, предложив классифицировать на основании внешних признаков — окраски, общего вида (облик, поверхность, блеск), внутреннего вида (излом, форма обломков), прозрачности, цвета черты, побежалости, твердости, запаха, вкуса и т. д. Хотя получившаяся классификация была громоздкой, она являлась первой полной систематизацией именно минералов, причем А. Вернер стремился как-то связать эту классификацию с генезисом минералов и ростом кристаллов. Он выделил особые разделы — химическую минералогию, географическую минералогию и экономическую минералогию. Выполненные А. Вернером подробные описания минералов продолжительное время считались классическими, хотя в трактовке происхождения минералов А. Вернер исходил из ошибочного предположения, что образование всех горных пород и руд связано процессам осадконакопления и последующего изменения осадков.

Значительно более прогрессивными были работы русского химика и минералога В. М. Севергина (1765—1826). В своей научной деятельности он был продолжателем трудов М. В. Ломоносова. В своих минералогических работах и прежде всего в капитальном двухтомном труде «Первые основания минералогии» В. М. Севергин особое внимание уделял условиям образования минералов, знание которых, как он думал, должно

быть положено в основу поисков рудных месторождений. Это нашло отражение и в определении В. М. Севергиным содержания минералогической науки: «Минералогия есть часть естественной истории, которая научает нас познавать ископаемые тела, т. е. отличать оные от всех других тел по существенным их признакам, знать их свойства, месторождения, пользу и отношение их как между собой, так и к другим телам».

Минералы, по мнению В. М. Севергина, образуются в природе не изолированно, не случайно, а определенными сообществами; совместное нахождение минералов в таких сообществах в месторождениях он называл «смежностью» (мы называем сейчас эти естественные сообщества минералов, образующихся совместно — парагенезисами). В. М. Севергин продолжает здесь научные традиции М. В. Ломоносова, видя в изучении минеральных сообществ не только путь к выяснению условий образования минералов, но и основу для научных поисковых прогнозов.

В качестве одной из задач минералогии В. М. Севергин как и А. Вернер выдвинул изучение практической ценности минералов, выделив «экономическую минералогию, научающую различному употреблению ископаемых тел и познанию тех свойств, по которым оные для нас полезны бывают». В минералогической классификации он выступает сторонником химического направления. Ему же принадлежит первая попытка осуществления идей М. В. Ломоносова о создании региональной минералогии — в виде двухтомной сводки «Опыт минералогического землеописания государства Российского». Значение ее, по мнению В. М. Севергина, заключается в том, что «познав, какие в каждой стране находятся минералы, побуждаться будем употреблять их в настоящую пользу; сверх того не будем заимствовать из отдельных мест и притом с издержками и затруднениями то, что вблизи нас в недрах земли скрывается». Особой заслугой В. М. Севергина перед отечественной наукой является очищение минералогии от бесчисленных псевдонаучных терминов и понятий, присущих немецкой минералогической школе.



Русский химик и минералог В. М. Севергин (1765—1826)

В работах А. Вернера и В. М. Севергина, у каждого по-разному, но в целом полностью отразились все направления дальнейшего развития минералогии в XIX в.

Наиболее значительным прогрессом явились в XIX в. упрочение представлений о минерале как химическом соединении (Р. Гаюи, Й. Берцелиуса, Д. И. Соколова) и разработка химических основ классификации минералов немецким химиком Г. Розе (1852) и американским геологом и минералогом Дж. Дэна (1837), последняя без принципиальных изменений существует до сих пор. Химическое направление исследований развивалось в минералогии в XIX в. также немецким химиком Э. Митчерлихом, немецким кристаллографом и минералогом П. Гротом, австрийским минералогом Г. Чермаком и многими другими учеными.

Изучение морфологии кристаллов минералов в XIX в. позволило выявить и изучить все их многообразие, составить атласы чертежей этих кристаллов (работы Н. И. Кокшарова, П. В. Еремеева, П. Грота). В развитии представлений о дискретности внутреннего строения кристаллов значительными событиями явились работы О. Бравэ, Е. С. Федорова, А. Шенфлиса, давших еще в дорентгеновский период вывод главных законов симметрии пространственного распределения частиц в кристаллических решетках минералов.

Обширны и результативны были в XIX в. также исследования физических свойств минералов — оптических (Г. Сорби, Ф. Циркель, Г. Розенбуш, А. А. Иностранцев, А. П. Карпинский), плотности (Л. И. Панснер, А. Брейтгаупт), твердости (Ф. Моос) и др.

В XIX в. шло интенсивное накопление фактического материала по минералогии месторождений в пределах отдельных стран и географических районов. Это направление минералогии, названное в свое время А. Вернером и В. М. Севергиным географической минералогией, нашло свое отражение прежде всего в работе самого В. М. Севергина «Опыт минералогического землеописания Российского государства» (1809) и в одиннадцатитомном труде Н. И. Кокшарова «Материалы для минералогии России» (1853—1892). К числу таких же работ относятся книги разных лет по минералогии Великобритании и Ирландии (У. Летсом, 1858), США (Дж. Дэна, 1868—1892), Нового Уэльса (А. Ливерсидж, 1874), Перу (А. Раймонди, 1878), Японии, Франции, Испании и других стран. Эти исследования были особо важны для воспроизведения общей картины образования минералов, созданий теорий генезиса разных месторождений и разработки их классификации. Многие в этих генетических работах теперь уже устарело, многое претерпело значительную трансформацию, но до сих пор сохраняют свою принципиальную ценность, во-первых, развитые

А. Брейтгауптом (1849) вслед за В. М. Севергиным представления о парагенезисе — повторяемости в природе некоторых закономерных ассоциаций одновременно возникающих минералов, и во-вторых, о химических переходах одних минералов в другие при образовании так называемых псевдоморфоз. Последние были детально исследованы тогда П. В. Еремеевым, А. Делессом, И. Блюмом, Г. Винклером.

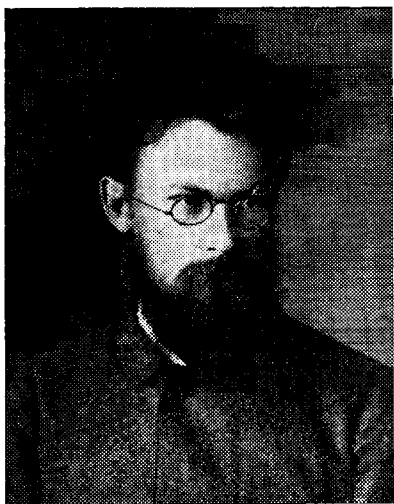
В XIX в. свыше 150 ученых работало в области синтеза минералов и моделирования природных процессов их образования. До настоящего времени сохранили свою ценность опыты Я. Вант-Гоффа, выполненные им в 1897—1904 гг., по кристаллизации хлоридов и сульфатов из водных растворов и по порядку выделения этих минералов в морских бассейнах, а также изучение металлургических шлаков, выполненное И. Фогтом в 1888—1903 гг., показавшее, как порядок кристаллизации минералов из магматического расплава зависит от его состава.

ФОРМИРОВАНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ТЕНДЕНЦИЙ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛОГИИ

В целом успехи химии и ее роль в развитии минералогии к концу XIX в. настолько возросли, что вступление минералогии на рубеж XIX—XX веков в ее новый, современный этап ознаменовалось зарождением в ней новой науки — геохимии, а сама минералогия нередко стала толковаться как химия земных процессов. В этом большую роль сыграла деятельность выдающихся русских минералогов В. И. Вернадского (1863—1945) и А. Е. Ферсмана (1883—1945).

Академик В. И. Вернадский широко известен как реформатор минералогической науки, основоположник современной генетической минералогии и один из создателей геохимии.

В. И. Вернадский определял минералогию как историю минералов земной коры и как химию земных процессов. Он придавал важнейшее значение исследованию процессов образования минералов и их закономерных ассоциаций (парагенезисов), изучению зависимости этих процессов от геологической обстановки. Большое внимание В. И. Вернадский уделял вопросам химической конституции минералов, видя в ней основу естественной классификации природных соединений. Для важнейшего в земной коре класса соединений — силикатов В. И. Вернадский создал общую теорию их химического строения, убедительно доказав одинаковую химическую роль кремния и алюминия в этой категории минералов. Эта теория, появившаяся в результате обобщения огромного фактического материала, была в свое время триумфом научной мысли, победившей ложные представления о том, что все силикаты якобы являются солями разных кремниевых кислот. Еще одним вкладом в мине-



В. И. Вернадский в годы после окончания Санкт-Петербургского университета



Академик А. Е. Ферсман (1883—1945)

ралогии явилось дальнейшее развитие представлений об изоморфизме — выход схем вхождения химических примесей в минералы в разных геологических условиях.

Назовем другие яркие имена этого рубежа в развитии минералогии. Немецкий ученый В. Гольдшмидт внес громадный вклад в изучение морфологии кристаллов, он не только создал девятитомную сводку по всем минералам — «Атлас кристаллических форм», но выдвинул и развил идею о том, что по форме кристалла, скульптуре его граней, деталям строения его поверхности можно судить о его прошлом. Норвежец В. М. Гольдшмидт развил химическую минералогия, впервые используя правило фаз для объяснения закономерностей некоторых физико-химических процессов контактового метаморфизма и образования роговиков разного минерального состава, он же разработал существующую до сих пор систему значений радиусов ионов в кристаллических структурах минералов. Ученик В. И. Вернадского А. Е. Ферсман положил начало учению о типоморфизме минералов — зависимости морфологии, состава, свойств минерала и набора его минералов-спутников от условий образования, развил идею о том, что последовательность образования минералов в месторождениях связана с энергетикой процесса, предложил метод приближенного расчета энергий кристаллических решеток минералов, он дал одну из первых теорий о природе окраски минералов, углубил учение о изомор-

физме. Велики заслуги А. Е. Ферсмана в развитии регионально-минералогических исследований и в освоении природных ресурсов страны. Плеяда физиков, химиков, кристаллографов (В. Брэгг — отец, В. Брэгг — сын, Л. Полинг, Ф. Махачки, В. Тэйлор и др.) положила начало мощному течению в минералогии — расшифровке кристаллических структур минералов.

МЕСТО МИНЕРАЛОГИИ СРЕДИ ДРУГИХ НАУК И ЕЕ ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Исторический обзор развития минералогии вскрывает ее связь с другими науками. Это одна из старейших и главных наук о горных породах и рудах, о том веществе — минералах, из которых состоят объекты исследования геологов, петрографов, литологов, специалистов по месторождениям полезных ископаемых, геохимиков и геофизиков. Имеются общие проблемы у минералогии с биологией и палеонтологией. Минералы входят в состав твердых тканей живых организмов и растений, слагают окаменелости. Мощные толщи некоторых осадочных горных пород являются захороненными скоплениями раковин, скелетов и других остатков животных и растений. После полетов спутников на Луну и Венеру упрочились связи минералогии с космологией, и на этом материале необходимо выполнять минералогические исследования. По объектам, кругу задач и методам исследования минералогия тесно связана с кристаллографией, во многом — с физикой и химией.

Практическое значение минералогии как знания о минералах — составных частях руд и умении их использовать несомненно.

Еще одно практическое значение минералогии — выявление и исследование тех особенностей минералов (формы и размеров кристаллов и зерен, их состава, внутреннего строения, степени хрупкости и трещиноватости, твердости, плотности, смачиваемости, электропроводности, магнитной восприимчивости и других свойств), которые влияют на процесс механического или другого измельчения руд и горных пород, сказываются на характере протекания технических процессов по обогащению руд. Эта отрасль практической деятельности минералога получила название технологической минералогии. В ней минералог, как специалист по диагностике минералов и изучению их морфологии, состава, свойств, соединяет свои знания и навыки выполнения лабораторных исследований с работой инженеров-проектантов, химиков, физиков, обогатителей. Сходные практические задачи решают минералоги в лабораториях проектных и научно-исследовательских организаций в химической, металлургической, керамической, стекольной промышленности,

при производстве абразивов, цементного сырья, огнеупоров, минеральных удобрений, синтезе технических кристаллов.

Большое практическое значение имеет минералогия при проведении геолого-поисковых работ на разные полезные ископаемые, хотя в конечном счете ведется поиск именно скопления минералов в виде руд или горных пород. Некоторые минералы могут служить критерием поиска этих руд и горных пород. Яркие зеленые налеты гидрокарбоната меди — малахита и его «проводники» в трещинах приведут к залежам окисленных медных руд, нежные снежинки и иголки каламина в пустотах бурого железняка, образовавшегося при поверхностном выветривании руд, дадут основание искать в их первичных залежах минералы цинка, так как каламин — это вторичный гидросиликат цинка. Находка обломков, сложенных среднезернистым агрегатом хороших зеленых или коричневых кристаллов граната и кальцита с вкраплениями халькопирита, является признаком рудного месторождения, так называемого, скарнового типа. Форма кристаллов, их цвет, другие свойства, особенности химического состава также используются для выработки минералогических критериев поиска месторождений. Минеральный состав «черных песков» в береговой полосе, в западинах дна рек и ручьев дает ценную информацию о источниках сноса веществ, этот прием используется при поиске россыпных месторождений золота, алмазов, оловянных, титановых и других руд. Все эти критерии разрабатывает поисковая минералогия.

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Сейчас в минералогии можно выделить несколько основных направлений, иногда они самостоятельны, иногда перекрывают друг друга, часто неотделимы от смежных наук. Часть исследований удобно объединить под названием теоретической минералогии, часть — отнести к прикладной.

Основными направлениями теоретической минералогии являются:

- 1) кристаллохимия минералов;
- 2) физика минералов;
- 3) учение о генезисе (происхождении) минералов, в том числе
 - о космологических закономерностях,
 - о закономерностях образования и распределения минералов в разных геологических системах,
 - о закономерностях образования минеральных индивидов и их агрегатов,
 - о химической среде, давлении и температуре минералообразования;

4) учение о зависимости особенностей структуры, состава, свойств минералов и формы их кристаллов от условий образования.

Главные направления в прикладной минералогии:

1) диагностика минералов, определение минерального состава горных пород и руд, установление морфологии, состава, свойств минералов;

2) поисковая минералогия;

3) технологическая минералогия;

4) техническая минералогия;

5) минералогическое материаловедение.

Особая область — это экспериментальная минералогия, которая является одним из основных элементов генетической минералогии, а также работ по синтезу технически ценных кристаллов — аналогов минералов, т. е. в этом отношении она перекрывается с технической минералогией.

Перечисленные направления не исчерпывают всего многообразия минералогии. Активными центрами многоплановых минералогических исследований в СССР являются Апатиты, Иркутск, Киев, Ленинград, Львов, Москва, Новосибирск, Ростов-на-Дону, Свердловск, Сыктывкар. Имеются специальные институты — Минералогии УНЦ АН СССР в Миассе, Геохимии и физики минералов АН УССР в Киеве, Экспериментальной минералогии АН СССР в г. Черноголовка, Синтеза минерального сырья Министерства геологии СССР в г. Александров. В каждом территориальном геологическом учреждении имеются минералогические отделы и лаборатории. Существует сеть институтов минерального сырья и институтов минеральных ресурсов Министерства геологии СССР (в Москве, Симферополе, Алма-Ате, Тбилиси, Новосибирске, Иркутске, Хабаровске), решающих вопросы региональной минералогии и освоения новых видов минерального сырья.

Контрольные вопросы

1. Что такое минерал?
2. Что такое обязательные и необязательные объекты минералогии?
3. С деятельностью каких ученых более всего связано становление минералогии как самостоятельной науки?
4. Какова роль В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана в современной минералогии?
5. Каковы основные направления исследований в минералогии?

КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

ВВОДНЫЕ ПОНЯТИЯ

Каждый минерал характеризуется своей конституцией — только ему присущим определенным единством его кристаллической структуры и химического состава. Конституция минерала, по определению Д. П. Григорьева, это его сущность как природного химического соединения. Вещества одного и того же состава, но разной структуры, следовательно, имеют разную конституцию. В физике и химии мы относим их к разным полиморфным модификациям, в минералогии считаем разными минералами. Так, природный углерод встречается в двух полиморфных модификациях — в виде алмаза и графита, в первом атомы углерода «упакованы» плотно и скреплены сильными химическими связями, во втором атомы располагаются слоями, связи сложны и в общем слабые, естественно, резко отличаются морфология кристаллов и физические свойства этих двух минералов. Известны по три и более природных полиморфных модификаций одного и того же химического состава (например, у TiO_2 их три — анатаз, брукит, рутил, у SiO_2 около десяти — кварц, тридимит, стишовит и др.). Каждая полиморфная модификация устойчива при своих значениях температуры, давления и химической обстановке в среде минералообразования.

Однако есть и минералы разного состава, но одинакового структурного типа. Мы будем называть их изоструктурными соединениями. Таковы, например, Fe_2O_3 — гематит и Al_2O_3 — корунд, Bi_2S_3 — висмутин и Sb_2S_3 — стибнит, SnO_2 — касситерит, MnO_2 — пиролюзит и TiO_2 — рутил, MgAl_2O_4 — шпинель и $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{O}_4$ — магнетит и т. д. Они также характеризуются своими свойствами, условиями образования, но по морфологии их кристаллы часто имеют много сходного между собой.

Наконец, среди некоторых изоструктурных минералов имеются соединения разного промежуточного состава, например, шпинель, обогащенная железом (Fe^{2+}) за счет соответствующего недостатка в ней магния, или магнетит с химической примесью алюминия за счет соответствующего дефицита Fe^{3+} и т. п. Такие минералы Я. Вант-Гофф по первой их аналогии с водными истинными растворами назвал в 1890 г. твердыми растворами. В зависимости от количества химических примесей находятся свойства минерала, вид и характер огранки его кристаллов, изменяются и его структурные особенности. Разные примеси входят в состав минерала в случае различных обстановок его образования.

Взаимозависимость химического состава, структуры, характера связей в кристаллах разных веществ, в частности — в минералах изучаются в особом разделе кристаллографии. Этот раздел называется кристаллохимией. В настоящей главе изложены лишь основные понятия о пространственной решетке, плотнейшей упаковке, координации и радиусах ионов и атомов в кристаллах, законах вхождения химических примесей в минералы. Материал во избежание повторений дан в том объеме, в каком он дополняет общеизвестные положения химии и физики о кристаллическом строении вещества и характере химических связей.

ХАРАКТЕРНЫЕ СВОЙСТВА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ

Установлено, что кристаллы построены из материальных частиц — ионов, атомов или молекул, геометрически правильно расположенных в пространстве. Для описания порядка расположения частиц в пространстве их стали отождествлять с точками. Из такого подхода постепенно сформировалось представление о пространственной, или кристаллической, решетке, как о бесконечном трехмерном периодическом образовании (рис. 1). В ней выделяют узлы (отдельные точки, центры тяжести атомов и ионов), ряды (ряд — совокупность узлов, лежащих на одной прямой) и плоские сетки (плоскости, проходящие через любые три узла). Таким образом, кристаллическое вещество имеет строго закономерное (решетчатое, или ретикулярное) внутреннее строение (от лат. ретикуля — сетка).

Одна из главнейших особенностей кристаллических структур — закономерная повторяемость в пространстве их узлов, рядов и плоских сеток. Отсюда характерны следующие свойства кристаллических веществ: а) однородность строения

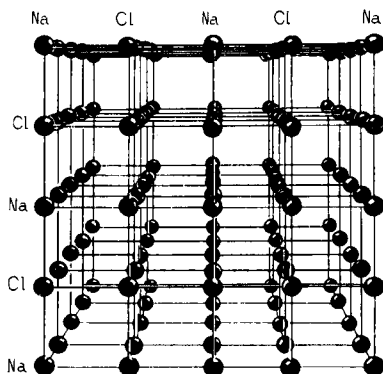


Рис. 1. Кристаллическая решетка галита

(однородным называется такое тело, которое во всем объеме обнаруживает одинаковые свойства); б) анизотропия (анизотропными называются такие однородные тела, свойства которых неодинаковы в непараллельных направлениях); в) симметричность. Важным свойством кристаллических веществ является способность самоограничаться. При свободном росте из растворов кристаллы, как правило, ограничиваются плоскими гранями и прямыми ребрами, принимая многогранную форму.

Были исследованы возможные простейшие варианты построения кристаллических решеток в соответствии с законами их симметрии. О. Бравэ доказал, что их существует только 14 типов. Е. С. Федоров установил, что для этих простейших решеток имеется 230 симметричных законов расположения частиц. Разные количественные сочетания химических элементов в минералах, 14 типов и 230 законов — все это дает бесконечное число реальных структур.

ПРИНЦИП ПЛОТНЕЙШЕЙ УПАКОВКИ АТОМОВ И ИОНОВ

Для объяснения природы кристаллических структур веществ в кристаллографии используется принцип плотнейшей упаковки атомов и ионов в кристаллах, согласно которого принимается, что, во-первых, форма всех атомов и ионов сферическая и, во-вторых, весь объем кристалла или отдельных его структурных блоков заполнен плотно соприкасающимися атомами и ионами (рис. 2). На основе этого принципа удалось просто и геометрически образно охарактеризовать многие особенности кристаллического строения минералов.

Рассмотрим для начала возможные способы плотнейшей укладки шаров равного диаметра. Положим друг на друга два слоя плотно соприкасающихся шаров, обозначив нижний слой буквой *A*, верхний — *B*. Третий слой можно положить на слой *B* по-разному (рис. 3): в одном случае шары третьего слоя точно повторяют положение шаров в слое *A*, а в другом — шары третьего слоя займут неповторяемую позицию *C*, их затем можно перекрыть четвертым слоем шаров, который повторит положение слоя *A*.

Упаковка первого типа характеризуется повторяемостью *AB AB AB ...*. Ее называют двуслойной (а по характеру симметрии — гексагональной). Для упаковок второго типа характерна повторяемость *ABC ABC ABC ...*. Ее называют трехслойной (кубической). Имеется много других порядков повторяемости слоев в плотнейшей укладке шаров, но все они будут являться комбинациями первых двух упаковок.

Плотно уложенные шары занимают лишь 74 % заполняемого ими объема, а 26 % приходится на пустоты между шарами. Их два типа. Одни пустоты, меньшие по размеру, рас-

Рис. 2. Модель структуры галенита

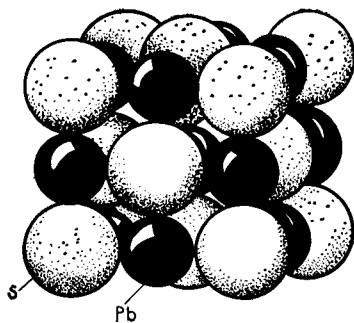
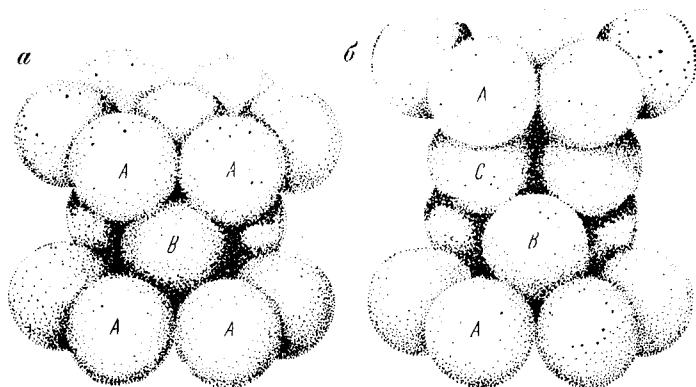


Рис. 3. Двухслойная (а) и трехслойная (б) плотнейшие упаковки шаров



полагаются между четырьмя шарами (рис. 4, б). Их называют тетраэдрическими. Другие, большие по размеру пустоты ограничены шестью шарами (рис. 4, а). Их называют октаэдрическими. В бесконечной кристаллической постройке на n шаров приходится $2n$ тетраэдрических и n октаэдрических пустот.

Примером построения кристаллической структуры вещества почти точно по принципу плотнейшей упаковки может являться корунд Al_2O_3 . В нем крупные ионы кислорода (радиус 0,132 нм, по В. Гольдшмидту) образуют двуслойную плотнейшую упаковку, $2/3$ октаэдрических пустот занято ионами алюминия (радиус 0,057 нм, по В. Гольдшмидту), тетраэдрические позиции свободны.

Если считать кристаллические вещества построенными по принципу идеальной плотнейшей упаковки, все многообразие структур минералов должно определяться тремя факторами: 1) типом плотнейшей упаковки, размером и валентностью атомов, образующих эту упаковку; 2) набором атомов, заполняющих пустоты плотнейшей упаковки; 3) узором заселения пустот.

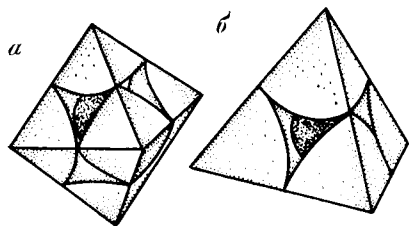


Рис. 4. Октаэдрическая (а) и тетраэдрическая (б) пустоты в плотнейшей упаковке шаров

Многообразие сочетаний этих факторов очевидно. Однако число минералов с идеальной плотнейшей упаковкой атомов относительно невелико. Это объясняется в первую очередь тем, что такие кристаллические постройки возможны для минералов с ненаправленными химическими связями — металлической, или ионной. Действительно, к примеру, самородные металлы (золото, медь, серебро) имеют структуры с трехслойной (кубической) плотнейшей упаковкой, самородные иридий и цинк — с двуслойной (гексагональной) упаковкой. Напротив, кристаллическая структура самородной серы далека от плотнейшей упаковки. В сере проявлены направленные — ковалентные химические связи, при этом образуются восьмиатомные сложные по конфигурации молекулы с нулевым суммарным зарядом S_8^0 , они соединяются остаточными (вандерваальсовыми) связями в разноориентированные колонки.

Из распространенных в природе веществ плотнейшая упаковка характерна для немногих минералов — например для корунда Al_2O_3 и шпинели $MgAl_2O_4$. Показательно, что при малых молекулярных количествах этих веществ они обладают относительно повышенной плотностью. Довольно близки к плотнейшей упаковке структуры некоторых ортосиликатов — оливинов, гранатов и др.

Большинство же минералов имеет сложные кристаллические постройки, в них лишь строение отдельных блоков отвечает принципу идеальной плотнейшей упаковки атомов. Этот принцип — лишь модель, помогающая интерпретировать реальность.

КООРДИНАЦИОННЫЕ ЧИСЛА

Координационным числом данного атома в структуре минерала называется число ближайших от него соседних атомов. Так, в структуре самородного золота координационное число каждого атома равно 12. В галите (см. рис. 1) координационное число натрия — 6 (вокруг него расположено по шесть атомов хлора), координационное число хлора — также 6 (каждый атом хлора соседствует с шестью атомами натрия).

В идеальных плотнейших упаковках координационное число зависит от соотношения размеров ее атомов: если один вид атомов составляет упаковку, то от размера других атомов зависит то, в какую пустоту (тетраэдрическую или октаэдрическую) они могут поместиться. Ясно, что размеры пустот зависят от размеров атомов («шаров»), формирующих плотнейшую упаковку, а оптимальное соотношение радиуса этих атомов и радиуса атома в пустоте всегда одно и то же. Для октаэдрической координации оно равно 0,41, для тетраэдрической — 0,22. Также плотно можно разместить атом между тремя, восемью, двенадцатью соседними (рис. 5). Итак, для таких структур возможны координационные числа 3, 4, 6, 8, 12.

Однако идеальные плотнейшие упаковки атомов возможны только в структурах минералов с ненаправленными, т. е. полностью ионными или металлическими химическими связями между атомами. В минералах с ковалентными связями соединение атомов в кристаллическую постройку осуществляется за счет обобществления электронов на орбиталях p , d , f . Например, в самородной сере атомы S объединены в молекулу S_8 , при этом электроны внешних орбиталей p (у серы их шесть) объединяются так, что у каждого атома оказывается устойчивая восьмиелектронная внешняя оболочка. Также за счет обобществления электронов внешней орбитали p соединяются атомы углерода в структуре алмаза, благодаря этому каждый атом достраивает свою внешнюю оболочку до восьмиелектронной, т. е. наиболее устойчивой оболочки. Важно понимать, что форма орбиталей p не шаровая, а более сложная и со строго определенной ориентацией в пространстве направлений, по которому могут связаться соседние атомы. Поэтому в минералах с ковалентной связью координационное число зависит от двух факторов: а) соотношения размеров атомов; б) характера расположения в пространстве

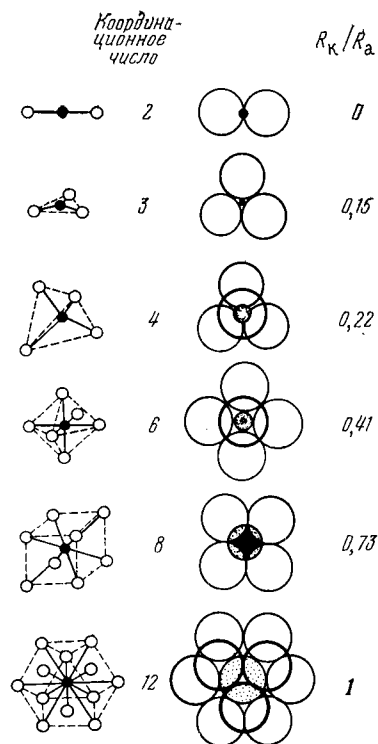


Рис. 5. Координационные числа и полиэдры, соотношения радиусов катионов (R_k) и анионов (R_a)

валентных орбиталей p , d , f -электронов. Максимально возможное число соседствующих атомов определяется соотношением их размеров, а реальное число может оказаться иным в зависимости от числа и положения валентных орбиталей. Допустимы разные координационные числа — 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9.

РАДИУСЫ ИОНОВ И АТОМОВ В КРИСТАЛЛАХ

В курсах химии и физики уже говорилось о радиусах атомов и ионов, их размерах и закономерностях их изменения по вертикали и горизонтали периодической системы элементов Д. И. Менделеева. Все эти значения относятся к гипотетическому атомарному или ионному газу. Для минералогии важны радиусы ионов в их реальных кристаллических постройках. Однако их измерить пока невозможно. Экспериментально (рентгеновскими и другими методами) определяются межузельные расстояния пространственных решеток. Например, можно найти расстояние между центрами ближайших атомов кремния и кислорода в оксиде кремния — кварце. Оно равно 0,161 нм. Но как определить размеры отдельных атомов и ионов в структуре минерала? В разные годы сложились разные подходы к решению этого вопроса, поэтому известны многочисленные самостоятельные системы радиусов ионов и атомов в кристаллах.

Их можно разбить на две группы: в первой радиусы ионов главных в земной коре химических элементов (кремний, алюминий, железо, кальций, магний, натрий и др.) меньше радиуса иона кислорода; во второй эти соотношения обратны.

Первая система радиусов заложена работами А. Ланде. В 1920 г. он рассчитал радиусы Mg^{2+} , S^{2-} , Se^{2-} на основе измерения следующих межъядерных расстояний (в нм) в некоторых селенидах и сульфидах: $Mg-Se$ (0,273), $Mn-Se$ (0,273), $Mg-S$ (0,260), $Mn-S$ (0,259). Приняв идею о плотнейшей упаковке атомов в кристаллах («шары» анионов и катионов касаются друг друга и сжаты плотнейшим образом), он на основе простейших расчетов дал такие значения радиусов (в нм): для S^{2-} 0,183, для Se^{2-} 0,193, для Mg^{2+} 0,076.

В 1923 г. Вазашерна, исходя из показателей преломления некоторых фторидов и оксидов и используя теоретическую зависимость между величинами радиусов молекул и ионов, с одной стороны, и показателями преломления веществ, с другой, вычислил для радиуса аниона фтора значение 0,133 нм, а для кислорода — 0,132 нм. Эти значения были положены в основу дальнейших расчетов В. М. Гольдшмидтом. Приняв идею плотнейшей упаковки ионов и катионов и последовательно расширяя круг веществ с измеренными межузельными расстояниями, В. М. Гольдшмидт создал на основе принципа аддитивности (простое суммирование радиусов) систему радиусов для ионов

всех химических элементов. В ней ионы наиболее распространенных химических элементов имеют следующие радиусы (в нм): кремния (0,039), алюминия (0,057), железа (II — 0,082; III — 0,067), кальция (0,106), натрия (0,098), магния (0,078) титана (IV — 0,064), они меньше ионов кислорода и только калий и кислород имеют одинаковые размеры.

В дальнейшем величины радиусов В. М. Гольдшмидта уточнялись У. Захариасеном, Л. Аренсом, Н. В. Беловым и Г. Б. Боклем, С. С. Бацановым, А. Полингом и др.

Вторая, совсем иная, система радиусов заложена рентгенометрическими работами В. Брэгга. В 1920 г. на основе экспериментального определения межъядерного расстояния $S-S$ в пирите (0,205 нм) он принял для радиуса S^{2-} значение 0,103 нм. По измеренным расстояниям $Zn-S$ (0,235 нм) в сфалерите и $Zn-O$ (0,197 нм) в цинките В. Брэгг получил для радиусов Zn^{2+} 0,132 нм и для O^{2-} 0,065 нм. Радиусы катиона оказались больше радиуса кислорода. В отличие от системы В. М. Гольдшмидта радиус кислорода здесь был определен на основе простейших измерений, а не косвенных расчетов Вазашерны.

Измерения и расчеты, начатые В. Брэггом, продолжены не были, а всеобщую известность получила хорошо разработанная и полная система радиусов В. М. Гольдшмидта. Лишь значительно позднее были разработаны полные системы радиусов ионов, в которых выдерживается брэгговское соотношение $R_k > R_o$. Они предложены в разных модификациях А. Слейтером, А. С. Шукаревым, В. И. Лебедевым. По В. И. Лебедеву, например, радиус O^{2-} составляет 0,045 нм, радиус Mg^{2+} — 0,160 нм. При этом предполагается, что в большинстве кристаллических веществ плотнейшую упаковку образуют катионы, а в пустотах между ними располагаются ионы кислорода и другие анионы.

Сейчас идет активная переоценка разных представлений о размерах ионов в кристаллических постройках минералов. Системы радиусов постоянно пересматриваются. Наиболее существенные дополнения были внесены уже в середине 50-х годов А. С. Поваренных. Он считал, что в разных по своей природе химических соединениях атомы одного и того же элемента должны иметь различные радиусы. Например, размер иона Fe^{3+} в сульфидах составляет 0,111 нм, во фторидах — 0,086 нм, в оксидах 0,094. Эти представления подтверждаются многими работами по электроно- и рентгенографии минералов. Так, для натрия, к примеру, установлены колебания радиуса от 0,109 до 0,131 нм. Представления о неодинаковых размерах ионов в разных веществах, очевидно, наиболее прогрессивны, но они еще не нашли должного развития. В этом учебнике мы будем использовать значения радиусов по В. М. Гольдшмидту.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ И ИЗОМОРФИЗМ

Среди минералов нет химически чистых веществ. В их структуру входят различные химические примеси. В одних минералах количество таких примесей незначительно, мы называем их минералами постоянного состава. Таков кварц SiO_2 (в нем содержание Al, Fe, Na и других элементов не превышает 0,01 %), пирит FeS_2 (в нем примесь Co и других не превышает 0,5—1 %), галит NaCl (его чистота обычно не менее 99,9 %). Другие минералы содержат разные (от незначительных до больших) количества химических примесей. Таков, например, сфалерит ZnS , в разных образцах которого количество химической примеси железа колеблется от 0 до 20 % от суммы $\text{Zn} + \text{Fe}$. Такие минералы называются минералами переменного состава, главная причина их существования — изоморфизм. Изоморфизмом называют явления замены в кристаллической решетке минерала одних химических элементов другими.

Термин *изоморфизм* введен в литературу в 1819 г. австрийским ученым Э. Митчерлихом для описания своеобразного явления: кристаллы некоторых химически разнородных веществ подобны друг другу по своей форме (например, NaNO_3 и CaCO_3). Позднее оказалось, что многие такие вещества нередко (но не всегда) подобны также и по своей кристаллической структуре и могут образовывать между собой твердые, т. е. кристаллические, растворы переменного химического состава. Проиллюстрируем этот простейший случай изоморфизма на примере двух минералов — магнезита MgCO_3 и сидерита FeCO_3 . Кристаллы у них морфологически однотипны, структуры подобны друг другу. Между веществами MgCO_3 и FeCO_3 в природе имеются все промежуточные по составу разновидности; как говорят, они образуют между собой непрерывный ряд твердых (кристаллических) растворов.

В химических формулах минералов переменного состава элементы, изоморфно заменяющие друг друга, объединяются в скобки, между ними ставится запятая. Формула магнезита имеет вид $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{CO}_3$, сидерита — $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{CO}_3$. Обратите внимание и не делайте такую ошибочную запись формулы — $\text{MgFe}(\text{CO}_3)$. Такого соединения нет: сумма зарядов катионов ($4+$) не скомпенсирована зарядом аниона ($2-$). Если известны точные количественные соотношения изоморфных элементов, в формуле пишутся коэффициенты: $(\text{Mg}_{0,8}\text{Fe}_{0,2})_{1,0}\text{CO}_3$; $(\text{Mg}_{0,6}\text{Fe}_{0,4})_{1,0}\text{CO}_3$; $(\text{Fe}_{0,6}\text{Mg}_{0,4})_{1,0}\text{CO}_3$; $(\text{Fe}_{0,8}\text{Mg}_{0,2})_{1,0}\text{CO}_3$ и т. п. Здесь сумма коэффициентов внутри скобок равна коэффициенту за скобкой ($0,8 + 0,2 = 1,0$ и т. д.), а запятые внутри скобок обычно не ставятся. В общем виде ту же формулу можно написать так: $(\text{Mg}_{1-x}\text{Fe}_x)(\text{CO}_3)$.

Академик А. Е. Ферсман охарактеризовал возникновение

этих соединений таким путем: «Образование изоморфных смесей отвечает общим законам энтропии, особенно в условиях высоких температур, и поэтому энергетически оно необходимо и более выгодно, чем образование чистых соединений».

Вхождение изоморфных примесей в минерал, естественно, происходит без конкретного изменения кристаллической решетки этого минерала, поскольку перестройка структуры привела бы к образованию нового минерала со своей пространственной решеткой. Поэтому при изоморфизме соблюдаются следующие условия: а) близость радиусов участвующих в изоморфизме атомов (по правилу Гримма—Гольдшмидта, разность радиусов в простых ионных кристаллах обычно не превышает 15 % от размера меньшего атома); б) определенное сходство химических свойств заменяющих друг друга элементов; в) сохранение электронейтральности кристаллической постройки минерала.

В паре минералов магнезит—сидерит радиусы Mg^{2+} (0,078 нм, по В. М. Гольдшмидту) и Fe^{2+} (0,082) близки, для обоих свойственны сходные химические связи, оба они двухвалентны, т. е. нейтральность кристаллической решетки сохраняется.

ТИПЫ ИЗОМОРФИЗМА

Явления изоморфизма различаются между собой по характеру сохранения электронейтральности кристаллической решетки (по типу компенсации валентностей), по числу атомов, участвующих в изоморфном обмене, по структурному положению изоморфных примесей, по степени совершенства. В соответствии с этим можно дать несколько классификаций явлений изоморфизма (табл. 1).

1. Классификация по характеру компенсации валентностей:

а) *изовалентный изоморфизм*, когда, например, замена $Mg^{2+} \leftarrow Fe^{2+}$ в магнезите, валентность ионов одинаковая;

б) *гетеровалентный изоморфизм*, когда валентность ионов разная. Имеются три его разновидности. В качестве примера первой разновидности укажем сфалерит ZnS с химической примесью индия (In^{3+}). Места Zn^{2+} (радиус 0,083 нм) в трех узлах кристаллической решетки «уступают» место двум ионам In^{3+} (радиус 0,093 нм) и одной вакансии по схеме $3Zn^{2+} \leftarrow 2In^{3+} \square$. Структура минерала становится дефектной. Мы будем называть это явление гетеровалентным изоморфизмом с появлением дырочных вакансий. В физической химии вещества с такими изоморфными примесями именуются твердыми растворами вычитания.

Еще одну разновидность гетеровалентного изоморфизма можно проиллюстрировать на примере кварца. В фиолетовом

Т а б л и ц а 1. Главные типы и примеры изоморфизма

Минерал	Исходная формула	Схема изоморфизма (и радиусы ионов, нм)	Тип изомор	
			по валентности	по структурной позиции примеси
Магнезит	$MgCO_3$	$Mg^{2+} \leftarrow Fe^{2+}$ 0,078 $\leftarrow$ 0,082	Изова- лентный	Твердый раствор за- мещения
Корунд	Al_2O_3	$Al^{3+} \leftarrow Cr^{3+}$ 0,057 $\leftarrow$ 0,064	То же	То же
Сфалерит	ZnS	$3Zn^{2+} \leftarrow 2In^{3+}$ 0,082 $\leftarrow$ 0,093	Гетеро- валентный	Твердый раствор вычита- ния
Кварц	SiO_2	$Si^{4+} \leftarrow Fe^{3+}R^{1+}$ 0,039 $\leftarrow$ 0,067	То же	Твердый раствор внедре- ния
Альбит	$Na \cdot (AlSi_3O_8)$	$Na^{1+}Si^{4+} \leftarrow Ca^{2+}Al^{3+}$ 0,098; 0,039 $\leftarrow$ 0,106; 0,057	»	Твердый раствор за- мещения

кварце (аметисте) устанавливается ничтожная (0,01 %) примесь железа и щелочей. Считается, что железо в кристаллической решетке аметиста занимает позиции кремния, заменяя его по схеме $Si^{4+} \leftarrow Fe^{3+}$ (радиус Si^{4+} 0,039 нм, радиус Fe^{3+} 0,067 нм). Для компенсации валентностей в межузельные пространства (структура кварца неплотная, в ней много «свободных полостей» сложной конфигурации) внедряются катионы щелочей R^{1+} . Общая схема изоморфизма такова: $Si^{4+} \leftarrow Fe^{3+}R^{1+}$. Эти явления мы будем называть гетеровалентным изоморфизмом с внедрением дополнительных атомов в межузельное пространство. В физической химии вещества с такими изоморфными примесями именуются твердыми растворами внедрения. В нашем примере изоморфизм происходит в очень ограниченных пределах из-за большой разницы в размерах радиусов кремния и железа, их явно разных свойств.

Наконец, третья разновидность гетеровалентного изоморфизма проявлена, например, в плагиоклазах. Плагиоклазы — это кальциево-натриевые полевые шпаты, имеющие переменный состав. Установлено, что есть все промежуточные разновидности между минералами состава $Na(AlSi_3O_8)$ — альбитом и $Ca(Al_2Si_2O_8)$ — анортитом. Изоморфизм осуществляется по схеме $Na^{1+}Si^{4+} \leftarrow Ca^{2+}Al^{3+}$, при этом количество атомов остается неизменным и сохраняется электронейтральность кристаллической решетки. Эту схему впервые предложил австрийский

физма		Предельная формула	Минерал
по числу атомов	по степени совершенства		
Двуатомный	Совершенный	FeCO_3	Сидерит
»	Несовершенный	$(\text{Al}_{1,3}\text{Cr}_{0,2})_{2,0}\text{O}_3$	Рубин
»	»	$(\text{Zn}_{0,99}\text{In}_{0,01})\text{S}$	Сфалерит
Многоатомный	»	$\text{Si}_{0,99}\text{Fe}_{0,01}\text{R}_{0,01}\text{O}_2$	Аметист
»	»	$\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$	Анортит

минералог Г. Чермак. В дальнейшем на основе рентгеновского анализа структуры плагиоклазов было доказано, что действительно атомы Na и Ca располагаются в одних и тех же узлах пространственной решетки, кремний и алюминий также занимают структурно-однозначные позиции. Такой изоморфизм среди явлений гетеровалентного изоморфизма главный. В нашем примере размеры радиусов ионов (в нм) Na^+ (0,098) и Ca^{2+} (0,106) близки, но Si^{4+} (0,039) и Al^{3+} (0,057) заметно различаются, эта схема изоморфизма осуществляется в плагиоклазах не при любых условиях.

Во всех трех разновидностях гетеровалентного изоморфизма должно соблюдаться правило соразмерности ионов. А. Е. Ферсман ввел понятие о диагональных рядах изоморфизма периодической системы элементов Д. И. Менделеева (табл. 2), в них атомы и ионы имеют сходный размер, который дан в нанометрах.

2. Классификация по числу атомов:

а) *двуатомный изоморфизм*, когда в замене участвуют два химических элемента, например замена алюминия хромом в рубине ($\text{Al}^{3+} \leftarrow \text{Cr}^{3+}$), размер радиусов ионов Al^{3+} 0,057 нм и у Cr^{3+} 0,064 нм;

б) *многоатомный изоморфизм* соответственно характеризуется заменой трех-четырех и более химических элементов. Таков, например, изоморфизм в ряду плагиоклазов ($\text{Na}^+\text{Si}^{3+} \leftarrow \text{Ca}^{2+}\text{Al}^{3+}$); его иногда называют парным.

Таблица 2

**Диагональные ряды изоморфизма периодической системы
Д.И. Менделеева**

I	II	III	IV	V	VI	VII
Li	Be	B				
0,068 ↘	0,034 ↘	0,020 ↘				
Na	Mg	Al	Si			
0,098 ↘	0,074 ↘	0,057 ↘	0,039 ↘			
K	Ca	Sc	Ti			
0,133 ↘	0,104 ↘	0,083 ↘	0,064 ↘			
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	
0,149 ↘	0,120 ↘	0,097 ↘	0,082 ↘	0,066 ↘	0,068 ↘	
Cs	Ba	TR	Hf	Ta	W	Re
0,165 ↘	0,138 ↘	0,104–0,080 ↘	0,082 ↘	0,068 ↘	0,068 ↘	0,072 ↘

Примечание. Стрелки отражают полярность, направленность таких изоморфных замещений

3. Классификация по структурному положению изоморфных примесей:

а) *твердые растворы замещения*, в которых изоморфная примесь занимает узлы кристаллической решетки, высвобождаемые при изоморфизме. Таков изоморфизм между магнием и железом в магнезитах, между хромом и алюминием в корунде (рубине), а также в плагиоклазах;

б) *твердые растворы вычитания* характеризуются изоморфизмом с появлением дырочных вакансий (примером может служить пирротин);

в) *твердые растворы внедрения* являются следствием изоморфизма с появлением межузельных частиц (например, вхождение щелочей R^{1+} в кварц при замене атомов кремния алюминием ($Si^{4+} \leftarrow Al^{3+}R^{1+}$) в морионе).

4. Классификация по степени совершенства:

а) *неограниченный* (или *совершенный*) изоморфизм, характеризующийся возможной полной заменой одних атомов другими, т. е. могут существовать два крайних и все промежуточные по составу минералы, как в ряду магнезит — сидерит;

б) *ограниченный* (или *несовершенный*) изоморфизм, когда количество изоморфной примеси не может превышать какого-то предела, неоднозначного для разных минералов и примесей (например, содержание хрома в корунде не превышает 1,5—2,0 % Cr_2O_3);

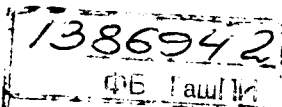
в) *направленный* изоморфизм, когда, например, медь входит в состав золота в количестве до 20 %, но содержание изоморфной примеси золота в меди не превышает 2—3 %. Точно так же барий и свинец лучше входят в минералы калия, чем калий в минералы бария и свинца, магний охотнее занимает позиции кальция, но не наоборот. А. Е. Ферсман называл такие направленные замещения полярным изоморфизмом, связывая его с энергетикой явления.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ИЗОМОРФИЗМА

Явления изоморфизма по-разному протекают в различных геологических условиях. На них сказываются химизм и температура процессов минералообразования, они зависят также от давления.

Химическая обстановка. Естественным условием изоморфизма является некоторое критическое содержание химического элемента будущей изоморфной примеси в среде минералообразования. В этом отношении показательна изоморфная пара веществ $\text{Mg}_2(\text{SiO}_4)$ и $\text{Ni}_2(\text{SiO}_4)$. В экспериментах, задаваясь разными исходными соотношениями магния и никеля, удается получать вещества любого состава между чисто магниевой и чисто никелевой солью. В природе встречается $\text{Mg}_2(\text{SiO}_4)$ — минерал из ультраосновных горных пород. Содержание никеля в нем ничтожно (не более 0,6 % NiO). Объяснить это довольно просто: никель является редким химическим элементом, его примесь в ультраосновной магме очень мала. Несколько другое химическое явление можно проиллюстрировать на примере магнезиально-железистых слюд типа флогопита, имеющих переменный состав, выраженный формулой $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$. Соотношения между магнием и железом различны и определяются их содержанием в среде минералообразования. Но есть особые месторождения этого минерала — карбонатиты. Они появляются в условиях резкой недо насыщенности среды алюминием. Недостаток алюминия компенсируется железом и образуется новая своеобразная слюда тетраферрифлогопит с формулой $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Fe}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$.

Роль температуры. Как правило, при более высоких температурах изоморфные замещения проходят легче. Классическим примером являются калиевые полевые шпаты $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$. Кристаллизуясь из магмы, они захватывают натрий и имеют состав $(\text{K}, \text{Na})(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$. При понижении температуры происходит



распад вещества, так как радиусы ионов натрия (0,098 нм) и калия (0,133 нм) резко различны, и их разница намного превосходит геометрический предел изоморфизма (15 %). Единый кристалл состава (K, Na) (AlSi_3O_8) распадается на две фазы состава $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$ и $\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$.

Роль давления различна и сложна. Она была изучена В. С. Урусовым. Эта роль зависит от объемного эффекта изоморфизма, т. е. оттого возрастает или уменьшается удельный объем минерала при изоморфизме. В первом случае повышение давления ограничивает изоморфную смешимость веществ, во втором — облегчает ее.

Зависимость изоморфизма от геологических факторов была подмечена давно. Обобщая многочисленные наблюдения, В. И. Вернадский вывел 21 ряд изоморфных элементов для разных геологических условий, исходя из которых по характеру изоморфных примесей можно судить об условиях образования минерала. Так, чистый сфалерит нередко образуется в рудах при более низких температурах, чем его железосодержащие разновидности.

Кристаллизационные явления. Разные плоские сетки в пространственной решетке одного и того же минерала неодинаково адсорбируют вещество и растут с различными скоростями. Точно так же они по-разному поглощают изоморфные примеси. В результате образуются кристаллы с неодинаковым количеством изоморфных примесей в разных секторах и зонах их роста. Внешне это может проявляться, например, в мозаичной окраске кристаллов. Именно в таком неоднородном захвате изоморфных примесей кроется причина закономерного, по граням, распределения желтой и голубой окраски в кристаллах ювелирного топаза, секториальной окраски драгоценного аметиста и других камней-самоцветов. Особо отметим, что быстрая кристаллизация вещества, вероятно, сопровождается большим вхождением изоморфных примесей, чем при медленном росте кристалла в равновесных условиях.

К числу сложных кристаллизационных явлений следует отнести особый, по В. А. Франку-Каменецкому, изоморфизм. Он заключается в «сборке» растущего в некоторых условиях кристалла из соразмерных и сходных по основному мотиву структуры микроблоков разных минералов. Это явление уже выходит за границы обычного изоморфизма, оно установлено в некоторых минералах-силикатах, сернистых соединениях и карбонатах.

Контрольные вопросы

1. Что такое конституция минерала?
2. Каковы три характерных свойства кристаллических веществ?
3. Чем определяется координационное число атома в структуре минерала?

4. Каковы две принципиально различные системы радиусов ионов и на каких измерениях они основаны?
5. В чем заключаются взгляды А. С. Поваренных о размерах ионов в разных веществах?
6. Как пишутся химические формулы минералов — изоморфных смесей?
7. Что такое твердые растворы — истинные, вычитания, внедрения?
8. Каковы генетические факторы изоморфизма?

Глава 3

ИДЕАЛЬНЫЕ КРИСТАЛЛЫ МИНЕРАЛОВ

ИДЕАЛЬНЫЙ И РЕАЛЬНЫЙ КРИСТАЛЛ

Кристаллы минералов — одно из чудес природы (табл. 3). Их совершенство всегда удивляет неопытного наблюдателя. При рассмотревшись к кристаллам одного и того же минерала, мы быстро замечаем, что все они отличаются друг от друга по особенностям своей морфологии и размеру. Бросается в глаза, что

Таблица 3. Примеры гигантских кристаллов

Минерал	Величина, масса	Место
Медь	420 т (сросток)	США
Серебро	1350 кг (сросток)	»
Золото	153 кг	Чили
Алмаз	602 г	ЮАР
Сера	14×13×4 см	Италия
Сфалерит	7 см	Югославия
Галенит	25 см	Великобритания
Стибнит	60 см	Япония
Пирит	50 см	Греция
Флюорит	2 м	США
Шпинель	26,8 кг	»
Корунд	152 кг	ЮАР
Сапфир	240 г	Шри-Ланка
Кварц	70 т	СССР
Колумбит	1 т	США
Кальцит	6×2 м	Исландия
Гипс	8×3 м	Чили
Гранат	1 т	Норвегия
Циркон	7 кг	Канада
Топаз	270 кг	Бразилия
Берилл	200 т	»
Турмалин	2,7 м	США
Сподумен	15,7 м	США
Мусковит	9×2,3×9,9 м	Канада
Калиевый полевой шпат	10 м	Норвегия
Изумруд	20×20 см	СССР

минералы хорошо окристаллизованы чаще всего в полостях, трещинах, вулканических миндалинах, т. е. в свободном пространстве. Но и здесь хорошо огранены только их свободно росшие, не стесненные соседями части. Зерна минералов в плотных агрегатах — в граните, руде, мраморе — это тоже кристаллы, но без геометрически правильной их огранки.

Идеальным назовем полностью ограненный кристалл, выросший при постоянной или меняющейся концентрации вещества, но одинаковой вокруг всех частей кристалла. Эти условия невыполнимы строго никогда. Более или менее совершенные кристаллы можно получать только в лабораториях, да и то с трудом. Законы огранки идеальных кристаллов и их морфология полностью отражают характер строения их кристаллических решеток. Рассмотрим эти взаимосвязи. Реальные кристаллы — это фактически образующиеся в природе ограненные или вовсе неограненные зерна минералов. Чтобы понять законы их роста, надо построить вначале теоретическую модель роста и огранения идеальных кристаллов.

МОДЕЛИ РОСТА ИДЕАЛЬНЫХ КРИСТАЛЛОВ

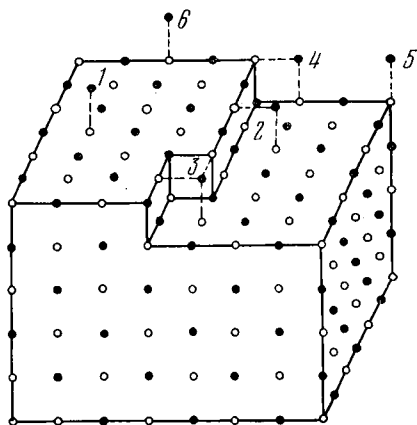
Не касаясь сложных вопросов образования мельчайших кристаллических зародышей, рассмотрим главные теоретические модели их дальнейшего разрастания.

Модель послойного совершенного роста кристаллов. Частицы присоединяются к растущему кристаллу и закрепляются на нем, если при этом происходит выделение энергии. По расчетам В. Косселя и И. Странского, присоединение частицы к разным точкам поверхности кристалла сопровождается разным выигрышем энергии (рис. 6). Из сопоставления полученных ими цифр ясно, что выгоднее всего присоединение частицы к входящим углам на поверхности кристалла. Поэтому быстрее всего на кристаллах дорастают плоские сетки, кристаллы как бы растут слоями, которые быстро движутся по их поверхности до границ кристалла. Эта модель послойного роста кристаллов хорошо объясняет их плоскогранность, но не может объяснить, почему кристаллы, став плоскогранными, все же продолжают расти. Расчеты показывают, что для того, чтобы следующие частицы осели на идеально плоскогранный кристалл и образовали на нем новые слои роста, необходимы громадные пересыщения. Эти теоретически рассчитываемые пересыщения намного больше тех концентраций веществ, при которых кристаллы все-таки растут в лабораториях и, видимо, в природе. Объяснение этому кажущемуся противоречию дает модель роста кристаллов за счет их дефектности.

Модель послойного роста за счет дефектов в кристаллах. Дефекты — это нарушения обычной для идеального кристалла

Рис. 6. Разные варианты перехода частицы на поверхность растущего кристалла

Наиболее прочно положение частицы в позиции 3, наименее — 1, 5, 6



однородности его строения. Сложные процессы изоморфизма и явления на поверхностях растущего кристалла приводят к дефектности его строения — точечной, линейной и объемной. Точечные дефекты вызываются в первую очередь изоморфизмом. Атом (ион) изоморфной примеси в узле кристаллической решетки, появление межузельных атомов, отсутствие частиц в некоторых узлах, остающихся вакантными, — все это нарушает регулярность строения кристалла и существенно влияет на его рост, каждый точечный дефект может оказаться более выгодным для присоединения здесь частицы следующего слоя на кристалле.

Линейные краевые дислокации могут возникнуть, например, при изменении химических условий роста кристаллов, когда содержание изоморфных примесей во внутренней зоне и внешней части кристалла колеблется. Из-за разного размера частиц расстояние между одними и теми же плоскими сетками различны во внутренней и внешней зонах кристалла, а часть плоских сеток превращается в полуплоскости (рис. 7). Граница этой полуплоскости и есть краевая дислокация, она является местом облегченного присоединения частиц к растущему кристаллу.

Наиболее существенную роль в росте кристалла играют винтовые дислокации. Эти закрученные по спирали плоские сетки (см. рис. 7, б) образуются по-разному. Например, они возникают при механических деформациях кристаллов. Другой способ образования — «огибание» разрастающимися плоскими сетками осевших на грань частиц и молекул, чужеродных по отношению к кристаллу. На винтовых дислокациях входящий угол спирального слоя («ступенька винтовой лестницы») является местом наиболее выгодного присоединения частиц

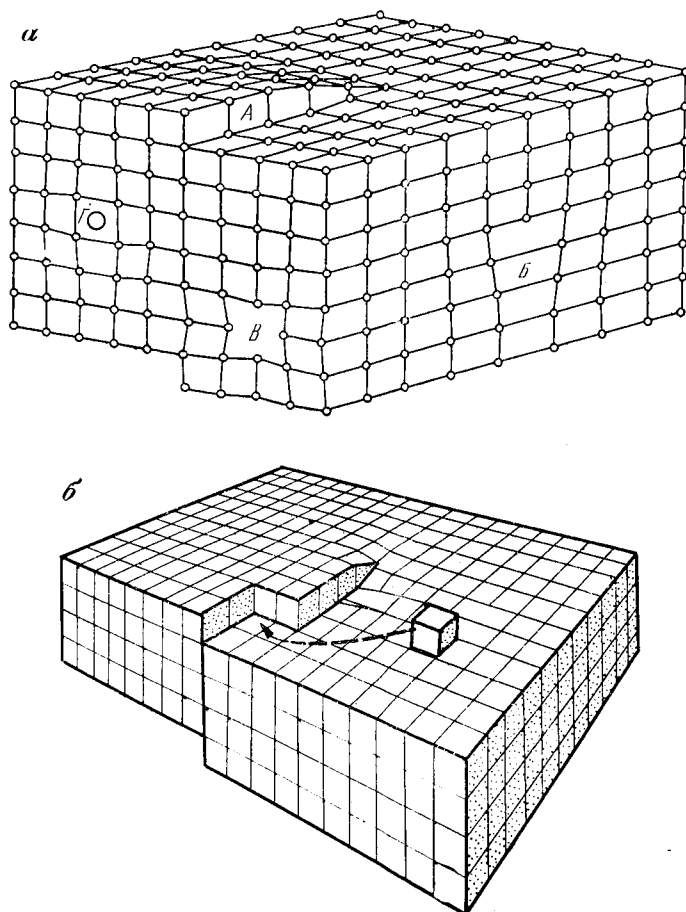


Рис. 7. Схема реального строения кристаллической решетки (а) с точечными дефектами (Б, Г), краевой дислокацией (Б) и винтовой дислокацией (А). За счет винтовой дислокации на поверхности кристалла всегда имеется «ступенька», к которой легче всего присоединяются частицы растущего кристалла (б)

к кристаллу, а поскольку входящий угол — ступенька на растущем спиральном слое, зарастая, все время сохраняется и движется по спирали, каждая винтовая дислокация является активным центром роста кристаллов. Такая модель роста кристаллов теоретически разработана Д. Бартоном и Дж. Франком в 40-х гг. XX столетия.

Концентрация различных по своей природе дислокаций в кристалле обычно достигает величины около 10^1 — 10^5 на 1 см^2 . Дефектное строение кристаллов является мощным фактором их роста.

ЭЛЕМЕНТЫ ОГРАНЕНИЯ КРИСТАЛЛОВ

Элементами огранения кристаллов являются грани, ребра, вершины. Согласно описанным выше механизмам роста кристаллов грани отвечают плоским сеткам, ребра — рядам, вершины — узлам в кристаллической решетке минерала.

Любая плоская сетка в структуре кристалла является его возможной гранью. Однако на кристаллах большей частью развито ограниченное число граней. Это просто объясняется особенностями роста кристаллов. Пусть, например, имеются грани, отвечающие двум типам плоских сеток (рис. 8), одни из них легко адсорбируют свое вещество, другие — трудно. Первые будут быстрее удаляться от центра кристаллического зародыша, вторые — медленнее. Но при этом первые грани быстрее исчезнут, а на кристалле останутся лишь грани второго рода. Он покроется теми гранями, которые медленнее адсорбировали на себе частицы. Так, в процессе роста кристаллов произойдет естественный отбор граней и на нем постепенно останутся те из них, которые медленнее адсорбировали свое вещество. Исследования показали, что один и тот же минерал нередко встречается в виде кристаллов разной формы. Очевидно, скорость адсорбции вещества гранью зависит не только от структуры кристалла, но и от каких-то других, внешних по отношению к кристаллу условий. Это явление зависимости огранки кристаллов от условий их роста используется в минералогии как один из индикаторов при изучении процессов минералообразования.

ЭЛЕМЕНТЫ СИММЕТРИИ КРИСТАЛЛОВ

Неотъемлемым признаком кристаллического строения минералов, можно сказать, его сущностью, являются симметрия структуры и симметрия внешнего облика кристаллов.

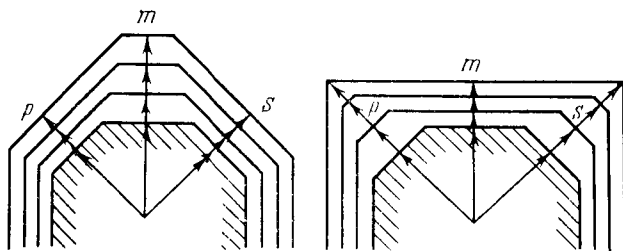


Рис. 8. «Соревнование» граней:

На кристалле остаются медленно нарастающие грани m ; грани p , s исчезают

Симметрия — это закономерная повторяемость в расположении предметов или их частей на плоскости или в пространстве. Посредством некоторых простейших геометрических преобразований (вращение, отражение в зеркальной плоскости и т. п.) отдельные части симметричной фигуры, пространственной решетки, кристалла могут быть совмещены друг с другом. К примеру, вращением граненого питьевого стакана вокруг его вертикальной оси можно совместить любую точку и часть стакана с другой; отражением в вертикальной срединной плоскости, как в зеркале, можно совместить разные половинки стакана.

Симметричность строения фигур мы выявляем и описываем при помощи вспомогательных геометрических образов, которые мы называем элементами симметрии. Симметрия кристаллов соответствует симметрии их пространственных решеток. Существуют следующие элементы симметрии кристаллов: плоскости, оси и центр.

Плоскость симметрии делит фигуру на две зеркально-равные части (рис. 9).

Оси симметрии проходят через центр кристалла. При вращении вокруг оси кристалл совмещается сам с собой (рис. 10). Число совмещений при вращении кристалла на 360° называется порядком оси симметрии. Доказано, что в кристаллах возможны только оси второго, третьего, четвертого и шестого порядков. Они обозначаются так: L_2 , L_3 , L_4 , L_6 . Осей пятого и более шестого порядков в кристаллах не бывает. Причина этого наглядно выступает из рис. 11, по М. П. Шапской, это как бы плоские сетки (узоры паркета), составленные из одинаковых многоугольников с осями симметрии от L_2 до L_8 . Видно, что при помощи пяти-, семи-, восьмиугольников не удастся однородно покрыть всю плоскость, остаются дырки, а их в плоской сетке пространственной решетки кристалла не бывает.

Центр симметрии, или инверсии (C), — особая точка в центре кристалла, при отражении в которой любая точка фигуры попадет в такую же точку с другой стороны от центра симметрии. Относительно этого центра симметричны все противоположные грани, ребра, вершины кристалла (рис. 12). Не во всяком кристалле его центр тяжести является центром симметрии. Например, в кристаллах цинкита ZnO нет центра симметрии — их окончания имеют различную огранку (рис. 13).

Кроме простых осей симметрии еще выделяют инверсионные оси. Они бывают третьего, четвертого и шестого порядков. Их обозначения: L_i , L_i , L_i . При повороте фигуры вокруг инверсионной оси на некоторый угол и отражении в центральной точке фигуры она совмещается сама с собой (рис. 14).

Рис. 9. Фигуры с плоскостью симметрии и без нее:

a — все точки и линии рисунка отражаются в плоскости *m* как в зеркале; *б* — плоскость *m* не обладает этими свойствами, она не является плоскостью симметрии

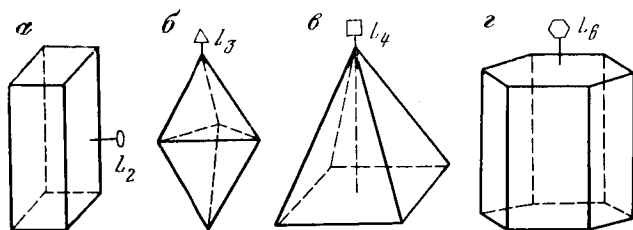
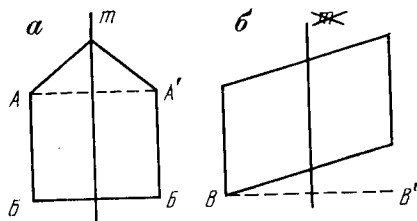


Рис. 10. Многогранники с осями симметрии второго (*a*), третьего (*б*), четвертого (*в*) и шестого (*г*) порядков

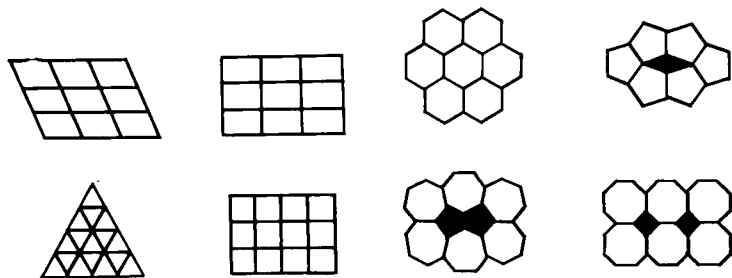


Рис. 11. Плоские узоры из фигур с разными осями симметрии

Угол поворота у оси L_{i_3} составляет 60° , у оси L_{i_4} — 90° , у оси L_{i_6} — 30° . В кристаллах эти оси самостоятельны; если они есть, то равнозначны другим элементам симметрии ($L_{i_3} = L_3 + C$; $L_{i_6} = L_3 + P$, $L_{i_4} = L_2$).

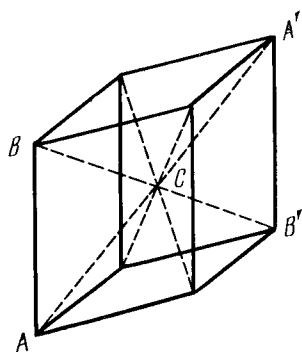


Рис. 12. Действие центра симметрии

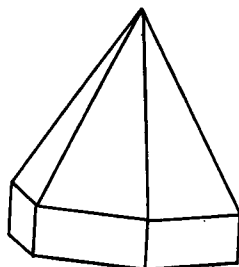


Рис. 13. Кристалл цинкита
Центр симметрии отсутствует

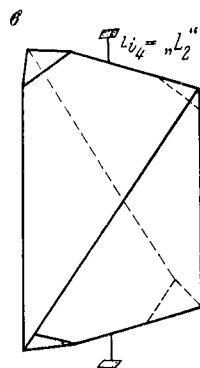
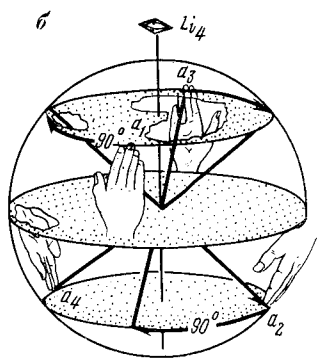
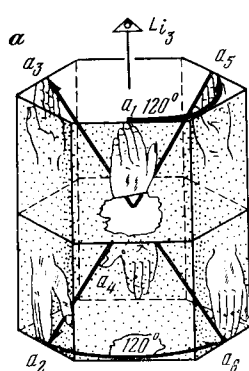


Рис. 14. Принцип действия инверсионных осей третьего (а) и четвертого (б) порядка (по Ф. Блоссу) и многогранник с инверсионной осью четвертого порядка (в)

ФОРМУЛЫ СИММЕТРИИ И ТРИДЦАТЬ ДВА ВИДА СИММЕТРИИ КРИСТАЛЛОВ

Перечень всех элементов симметрии кристалла, записанный в виде их символов, называется формулой симметрии. Например, если в кристалле (рис. 15, а) имеются три оси L_2 , три плоскости симметрии и центр симметрии, то его формулой симметрии будет $3L_23PC$. Если кристалл (рис. 15, б) обладает одной осью симметрии третьего порядка L_3 , тремя вертикальными и одной горизонтальной плоскостью симметрии и тремя осями второго порядка, то его формула симметрии будет L_33L_24P . Но одновременно в этом кристалле ось L_3 является

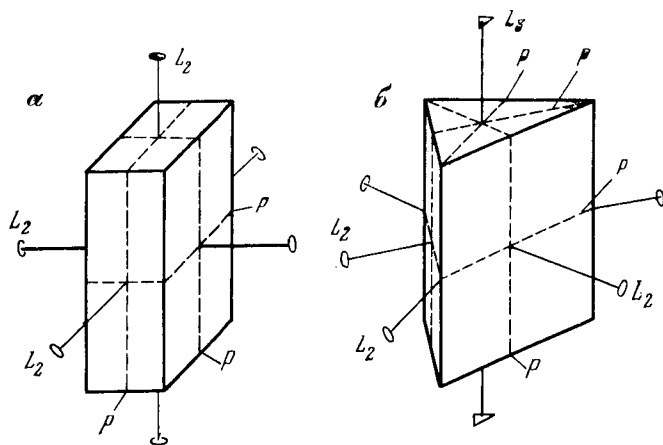


Рис. 15. Многогранники с разными наборами элементов симметрии:

а — $3L_23PC$; б — $L_3(L_{i_6})3L_24P$

осью L_{i_6} . Поэтому его формулу симметрии можно записать и так: $L_{i_6}3L_23P$. В таких формулах порядок записи следующий: сначала главные оси, затем другие, потом плоскости и центр инверсии.

Кристаллы одного и того же минерала независимо от их огранки характеризуются одной и той же формулой симметрии. У кристаллов разных минералов формулы симметрии могут видоизменяться. Число таких формул не беспрельдно, поскольку элементы симметрии взаимосвязаны между собой. Геометрический вывод всех возможных сочетаний элементов симметрии в кристаллах был сделан немецким минералогом И. Гесселем в 1830 г. и А. В. Гадолиным в 1867 г. Из него следует, что в природе может существовать только 32 сочетания, или, как принято говорить, 32 вида симметрии, которые объединены в семь групп — семь сингоний. Перечень видов симметрии и сингоний указан в табл. 4.

Сингонию кристалла определяют по обязательному для каждой сингонии элементу симметрии. В кристаллах кубической сингонии обязательно присутствуют четыре оси третьего порядка ($4L_3$). В гексагональной сингонии — это одна ось L_6 , в тетрагональной — L_4 , в тригональной — L_3 .

Сингонии объединены в табл. 4 в три категории — низшую, среднюю и высшую. Кроме того, в таблице указаны принятые в кристаллографии названия видов симметрии — примитивные, планальные (плана-плоскость), аксиальные (акси-ось) и т. п.

Т а б л и ц а 4. Сводка видов симметрии

Категория	Сингония	№ п/п	Вид симметрии	Формула симметрии
Низшая	Триклинная	1	Примитивный	Нет (L_1)
		2	Центральный	C
	Моноклинная	3	Аксиальный	L_2
		4	Планальный	P
		5	Планаксиальный	L_2PC
	Ромбическая	6	Аксиальный	$3L_2$
		7	Планальный	L_22P
		8	Планаксиальный	$3L_23PC$
Средняя	Тригональная	9	Примитивный	L_3
		10	Центральный	$L_3C = L_{i_3}$
		11	Аксиальный	L_33L_2
		12	Планальный	L_33P
		13	Планаксиальный	$L_33L_23PC =$ $= L_{i_3}3L_23PC$
	Тетрагональная	14	Примитивный	L_4
		15	Инверсионно-примитивный	$L_{i_4} = L_2$
		16	Центральный	L_4PC
		17	Аксиальный	L_44L_2
		18	Планальный	L_44P
		19	Инверсионно-планальный	$L_{i_4}2L_22P = 3L_22P$
		20	Планаксиальный	L_44L_25PC
	Гексагональная	21	Примитивный	L_6
		22	Инверсионно-примитивный	$L_{i_6} = L_3P$
		23	Центральный	L_6PC
		24	Аксиальный	L_66L_2
		25	Планальный	L_66P
		26	Инверсионно-планальный	$L_{i_6}3L_23P = L_33L_24P$
		27	Планаксиальный	L_66L_27PC
Высшая	Кубическая	28	Примитивный	$4L_33L_2$
		29	Центральный	$4L_33L_23PC$
		30	Аксиальный	$4L_33L_46L_2$
		31	Планальный	$4L_33L_{i_6}6P =$ $= 4L_33L_26P$
		32	Планаксиальный	$4L_33L_46L_29PC$

ПРИРОДНАЯ ОГРАНКА КРИСТАЛЛОВ

Естественная форма и огранка кристаллов зависят от их структуры и условий образования. Каждая грань отвечает плоской сетке, а внешняя симметрия кристаллов соответствует симметрии их структуры.

Наиболее совершенные по своей огранке кристаллы образуются при равномерной диффузии вещества ко всем частям растущего кристалла и при одинаковой дефектности кристалла во всех его частях и на всех его гранях. На таких кристаллах закономерно повторяются одинаковые грани. На одних кристаллах — это грани только одного вида, например грани гексаэдра (куба), на других повторяются грани двух, трех и более видов. На кристаллах одинаковые грани соответствуют одинаковым плоским сеткам в структуре минерала, они характеризуются одним и тем же узором расположения атомов и схожим механизмом роста.

Совокупность граней кристалла, отвечающих одинаковым плоским сеткам, называется простой кристаллографической формой. На кристалле, изображенном на рис. 16, имеется 26 граней, они принадлежат к трем простым кристаллографическим формам. К одной простой форме относятся шесть граней, к другой — восемь, к третьей — двенадцать. Выделение простых кристаллографических форм на кристаллах имеет большой физический смысл, а именно: одинаковые грани характеризуются одними и теми же скоростями роста, блеском, твердостью и сходством других свойств.

На идеально развитом кристалле все грани одной и той же простой кристаллографической формы одинаковы. Отсюда — столько на равномерно развитом кристалле сортов граней, сколько на нем и простых кристаллографических форм.

Исходя из строгого определения, простой кристаллографической формой можно назвать совокупность граней, связанных друг с другом элементами симметрии.

Чаще всего кристаллы огранены комбинацией нескольких простых кристаллографических форм. Чтобы представить себе в объеме геометрические очертания каждой из них, надо мысленно продлить все грани данной простой кристаллографической формы так, как будто бы им не мешали расти грани других простых кристаллографических форм, и попытаться оценить вид получившегося многогранника. Легко догадаться, что большие грани квадратных очертаний (их шесть) служат гранями гексаэдра (куба). Труднее представить, чем являются небольшие грани шестиугольных очертаний. Их восемь, а если их сомкнуть друг с другом, получится многогранник из восьми равносторонних треугольников. Такой восьмигранник называется в геометрии октаэдром. Следовательно, можно сказать, что

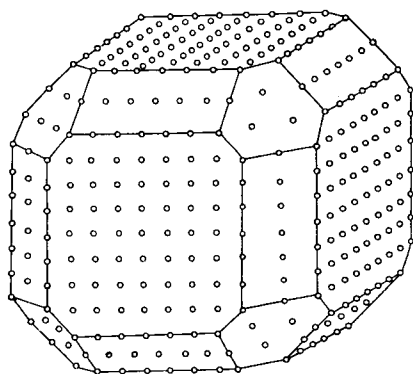
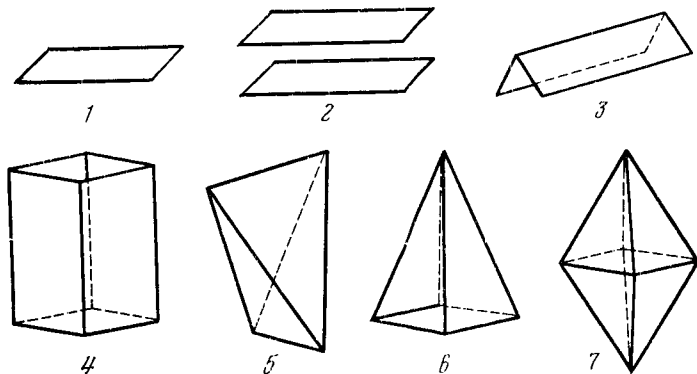


Рис. 16. Одинаковый узор и плотность расположения атомов на одинаковых гранях кристалла

Рис. 17. Простые формы низшей категории сингоний:

1 — моноэдр, 2 — пинакоид, 3 — диэдр, 4 — ромбическая призма, 5 — ромбический тетраэдр, 6 — ромбическая пирамида, 7 — ромбическая дипирамида



кристалл образован гранями двух простых кристаллографических форм — куба и октаэдра. Грани каждой из них характеризуются своей ретикулярной плотностью и своими свойствами.

Доказано, что в мире кристаллов число простых кристаллографических форм ограничено. Всего их 47.

В сингониях низшей категории возможны моноэдры, диэдры, пинакоиды (от греч. *моно* — один, *эдр* — грань, *пинакс* — доска), ромбические призмы, ромбические пирамиды, ромбические дипирамиды и ромбические тетраэдры (рис. 17).

В сингониях средней категории вероятны моноэдры, пинакоиды, призмы разного рода, различные пирамиды и дипирамиды, трапецеэдры, ромбоэдры, скаленоедры, тетрагональные тетраэдры (рис. 18).

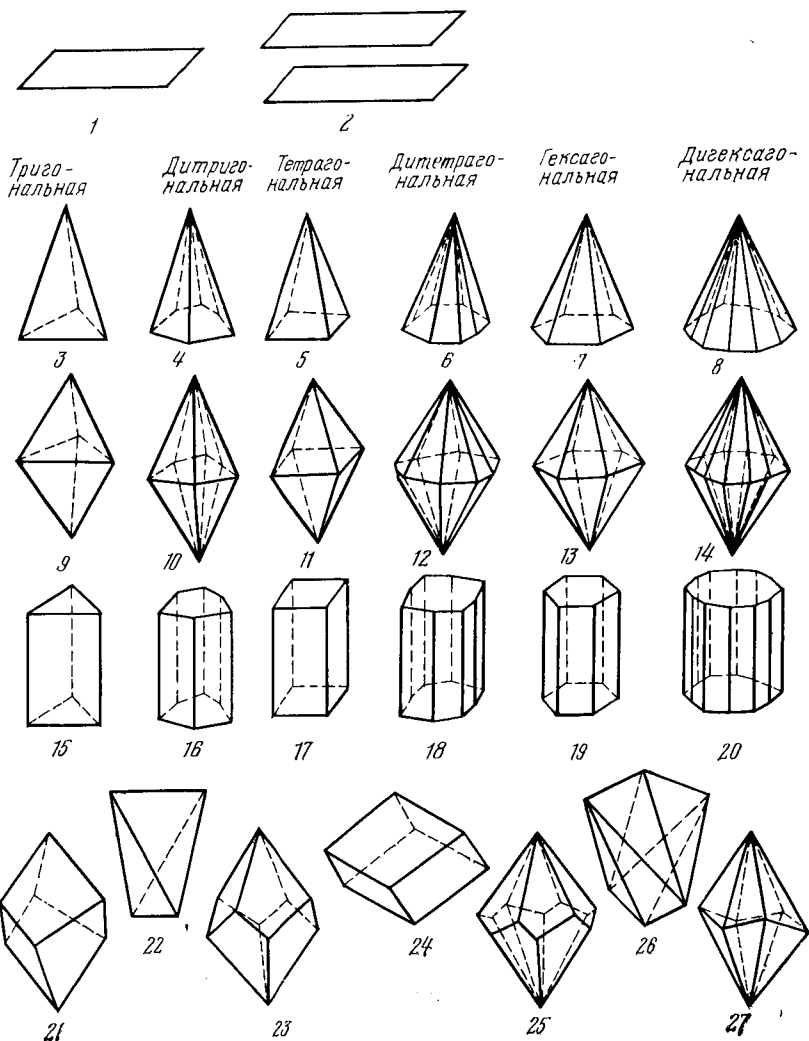


Рис. 18. Простые формы средней категории сингоний:

1 — моноэдр, 2 — пинакOID, 3—8 — пирамиды, 9—14 — дипирамиды, 15—20 — призмы, 21 — тригональный трапецоэдр, 22 — тетрагональный тетраэдр, 23 — тетрагональный трапецоэдр, 24 — ромбоэдр, 25 — гексагональный трапецоэдр, 26 — тетрагональный скаленоэдр, 27 — тригональный скаленоэдр

В кубической сингонии возможны 15 простых кристаллографических форм, из них на кристаллах минералов чаще всего наблюдаются: тетраэдр, октаэдр, гексаэдр (куб), ромбододекаэдр, пентагон-додикаэдр, тетрагон-триоктаэдр (рис. 19).

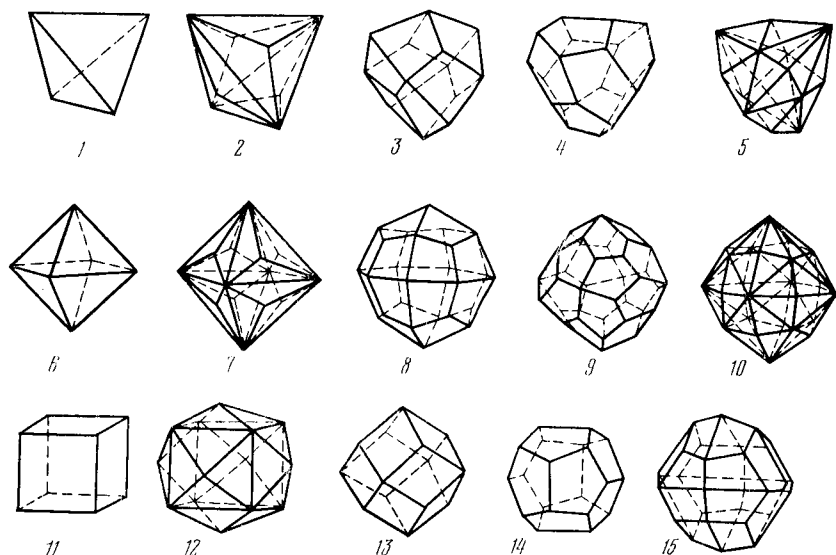


Рис. 19. Простые формы кубической сингонии:

1 — тетраэдр, 2 — тригон-тритетраэдр, 3 — тетрагон-тритетраэдр, 4 — пентагон-тритетраэдр, 5 — гексатетраэдр, 6 — октаэдр, 7 — тригон-триоктаэдр, 8 — тетрагон-триоктаэдр, 9 — пентагон-триоктаэдр, 10 — гексоктаэдр, 11 — гексаэдр, 12 — тетрагексаэдр, 13 — ромбододекаэдр, 14 — пентагон-додокаэдр, 15 — дидодокаэдр

УСТАНОВКА КРИСТАЛЛОВ

Любой кристалл можно нарисовать в разных положениях. Между тем, во всех учебниках, справочниках и научных публикациях кристаллы одного и того же минерала всегда изображаются в одной и той же ориентировке (установке). Только в этом случае легко сопоставлять между собой кристаллы разного облика и находить на них одинаковые грани. Правила установки кристалла исходят либо из его структуры, либо из его морфологии.

Рассмотрим правила установки кристаллов по их морфологии. В этом случае за начало координат принимается центр кристалла, за координатные оси — некоторые из осей симметрии кристалла либо линии параллельные отдельным ребрам кристалла; в разных сингониях это делается по-разному (рис. 20).

Наиболее прост выбор координатных осей в кубической, тетрагональной и ромбической сингониях. В них через центр кристалла проводятся три взаимно перпендикулярные оси, как в декартовой системе. Одна из них горизонтальна и идет на наблюдателя (это ось x , или a , ее передний конец, к наблюда-

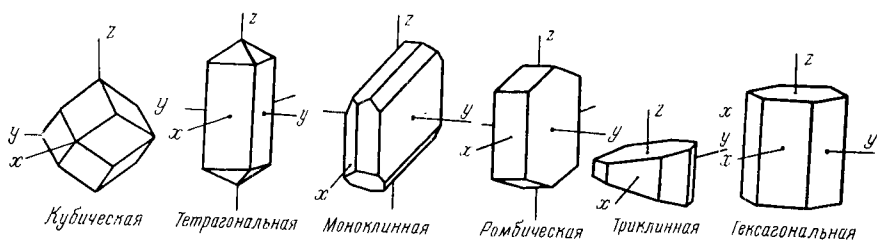


Рис. 20. Координатные оси в кристаллах разных сингоний

телю, считается положительным, задний — отрицательным), вторая проходит горизонтально параллельно наблюдателю (это ось y , или b , ее правый конец считается положительным), третья ось всегда вертикальна (это ось z , или ось c , ее верхний конец считается положительным). В кубической сингонии с координатными осями совпадают оси симметрии четвертого порядка — их как раз три и все они взаимно перпендикулярны, а в примитивном виде симметрии, где нет осей L_4 , за координатные принимаются оси второго порядка (их здесь тоже три). В тетрагональной сингонии ось L_4 всегда ставится вертикально, это ось z , в ромбической сингонии за ось z принимается ось симметрии L_2 .

В тригональной и гексагональной сингониях за вертикальную координатную ось принимается L_3 или L_6 . Остальные координатные оси лежат в горизонтальной плоскости. Поскольку в этих сингониях сечения кристаллов треугольные или шестиугольные, в горизонтальной плоскости координатные оси x , y проводят через 120° друг от друга, кроме них проводят еще одну — вспомогательную ось w . Так получается четыре координатные оси.

В моноклинной и триклинной сингонии имеются три координатные оси, но система координат из-за низкой симметрии кристаллов оказывается косоугольной.

После придания кристаллам правильной установки можно вычерчивать их в этой единообразной ориентировке, выполнять построение проекций кристаллов, вычислять международные символы их граней.

СИМВОЛЫ ГРАНЕЙ

Символы граней — это числа, указывающие в условной системе ориентировку граней в пространстве. Для их определения сначала кристаллам придают стандартную установку, затем выбирают на них единичную грань.

Едини́чная грань — это грань, во-первых, пересекающая все положительные концы координатных осей x , y , z , во-вторых, отсекающая на них отрезки, которые принимаются за единицу измерения. Чтобы правильно выбрать единичную грань, необходимо иметь хорошо развитые кристаллы, знать их симметрию, определить все простые кристаллографические формы. В кубической сингонии единичная грань отсекает равные отрезки на всех трех координатных осях ($+x$, $+y$, $+z$), этому условию отвечают грани октаэдра и тетраэдра. В кристаллах гексагональной, тетрагональной, тригональной сингоний за единичную принимается такая грань, которая отсекает одинаковые отрезки на осях $+x$, $+y$ и примерно такой же отрезок на оси $+z$. В кристаллах ромбической, моноклинной, триклинной сингоний единичная грань отсекает на осях $+x$, $+y$, $+z$ разные отрезки; стремятся выбрать такую грань, у которой эти отрезки хотя бы приблизительно одинаковые.

Символ грани во всех сингониях (кроме гексагональной и тригональной) трехчисленный, его заключают в скобки. Например (212) читается как два, один, два, а символ единичной грани (111) — как один, один, один. В общем виде символ записывается как (hkl) — аш, ка, эль.

Чтобы найти численные значения букв, сначала определяют число единичных отрезков, отсекаемых гранью на всех координатных осях. Пусть это будут 0,5, 0,5 и 2 отрезка (рис. 21). По этим числам составляют арифметическую пропорцию из трех дробей, приводят ее к общему знаменателю: $\left(\frac{1}{0,5} : \frac{1}{0,5} : \frac{1}{2}\right) = \left(\frac{4}{2} : \frac{4}{2} : \frac{1}{2}\right)$. Из числителей получают символ (441) —

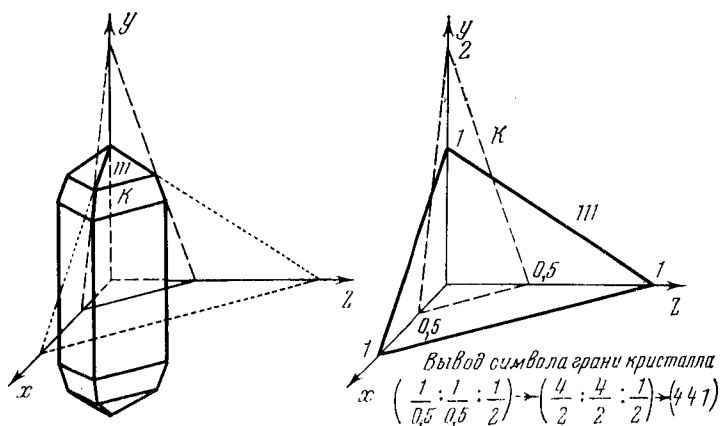


Рис. 21. Принцип определения символа грани

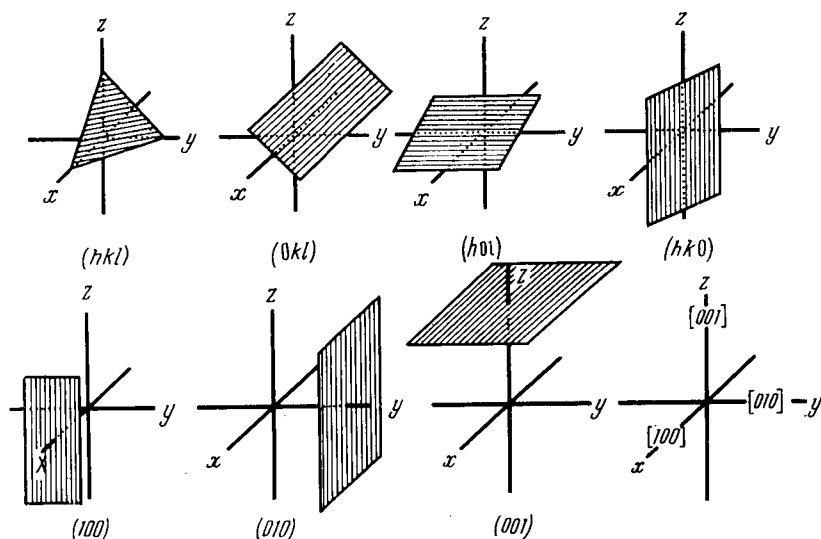


Рис. 22. Символы граней в разном положении относительно координатных осей

четыре, четыре, один. Если грань отсекает отрицательный конец координатной оси, число в символе будет с минусом, знак минус помещают над числом. Например $(4\bar{4}1)$ читается так: четыре, минус четыре, один.

Из способа нахождения символов следуют простые частные правила: 1) чем больше отрезок отсекает грань на координатной оси, тем меньше соответствующее ей число в символе грани; 2) если грань параллельна координатной оси, то в символе грани этой оси отвечает 0—ноль.

Рассмотрим частные примеры (рис. 22, табл. 5). Символ грани (100) означает, что она пересекает ось x спереди $(+x)$ и параллельна осям y, z . При наличии символа (001) грань пересекает ось z сверху $(+z)$ и параллельна осям x, y . Символ (112) означает, что грань пересекает оси x, y, z , что по осям x, y она отсекает одинаковые отрезки, а по оси z — в два раза меньший; она ориентирована положе, чем единичная грань. Символ грани $(2\bar{2}1)$, эта грань круче, чем единичная. Символ грани $(2\bar{2}1)$; грань наклонена вниз, пересекает ось z снизу $(-z)$.

В тригональной и гексагональной сингониях имеются три главные координатные оси x, y, z и одна вспомогательная w . Поэтому символы граней в этих сингониях четырехзначные, например $(1\bar{3}21)$. В них второе число отвечает оси w , оно равно сумме первого и третьего, но берется с обратным знаком.

Таблица 5. Примеры символов для некоторых граней, пересекающих положительные концы осей x , y , z

Сингония	Простая форма, число граней	Символы
Кубическая	Гексаэдр, 6	(100)
	Октаэдр, 8	(111)
	Тетраэдр, 4	(111)
	Ромбододекаэдр, 12	(110)
	Пентагондодокаэдр, 12	(hko)
Тетрагональная	Тетрагон-триоктаэдр, 24	(hkk)
	Пинакоид, 2	(001)
	Моноэдр, 1	(001)
	Тетр. призмы, 4	$(100), (110), (hko)$
	Тетр. пирамиды, 4	$(101), (hOl), (111), (hhl), (hkl)$
	Тетр. дипирамиды, 8	$(101), (hOl), (111), (hkl), (hhl)$
Ромбическая	Пинакоиды, 2	$(100), (010), (001)$
	Моноэдры, 1	$(100), (010), (001)$
	Ромбические призмы, 4	$(110), (101), (011), (hko), (hOl), (OkI)$
	Ромбические пирамиды, 4	$(111), (hkl)$
	Ромбические дипирамиды, 8	$(111), (hkl)$

Для обозначения всей совокупности граней, принадлежащих одной простой кристаллографической форме используют символ грани в верхнем переднем правом октанте сферы проекции и заключают его в фигурные скобки. Например, символ $\{111\}$ для октаэдра отвечает его верхней передней правой грани. $\{111\}$ — это уже обозначение всей совокупности граней октаэдра. Другой пример. В ромбической сингонии символ $\{001\}$ соответствует верхней грани горизонтального пинакоида, символ $\{00\bar{1}\}$ — его нижней грани. Обозначение $\{001\}$ относится к совокупности обеих граней. Еще один пример. В тетрагональной сингонии символ $\{110\}$ обозначает переднюю правую грань тетрагональной призмы. Символ $\{110\}$ охватывает всю совокупность граней этой призмы.

Контрольные вопросы

1. Почему и как растут кристаллы?
2. С какой скоростью роста грани покрывают кристалл?
3. Что такое простая кристаллографическая форма? Сколько их всего?
4. Возможны ли моноэдры, пинакоиды, призмы и пирамиды на кристаллах кубической сингонии?
5. Что такое ромбоэдр и ромбододекаэдр, на кристаллах каких сингоний они возможны?
6. Кристаллы кальцита часто имеют форму скаленоэдра. Что это такое?

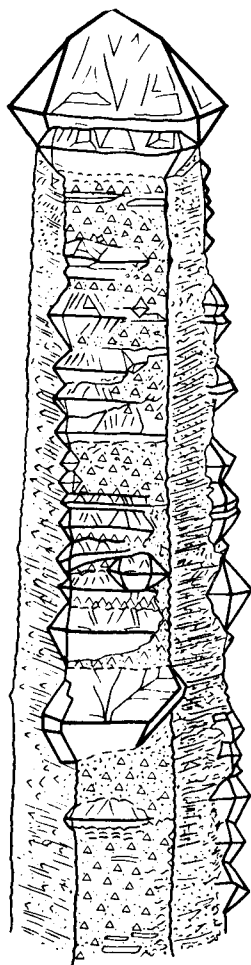
ТИПЫ ЗАРОЖДЕНИЯ КРИСТАЛЛОВ В ПРИРОДЕ

Кристаллы зарождаются и растут при достижении некоторого, разного для различных химических соединений, критического пересыщения среды веществом будущих кристаллов. В природе оно может достигаться, например, за счет испарения растворителя. Так, в естественных условиях галит, сильвин, гипс, сидерит, ангидрит и другие природные соли нередко кристаллизуются при испарении рассолов в озерах и морских лагунах. Кристаллизация может начаться в результате падения температуры (простые примеры — кристаллизация льда, остывание и раскристаллизация глубинных магматических расплавов и т. д.) или изменения давления (именно так в некоторых вольфрамовых месторождениях Забайкалья образуется халцедон — это быстро закристаллизовавшаяся при резком спаде давления скрытокристаллическая разновидность кварца). Наконец, кристаллизация может начаться в результате химических реакций. Так, при фильтрации через граниты перегретых водных растворов магматического происхождения полевые шпаты вступают в химические реакции с растворами и на месте полевых шпатов выкристаллизовывается зернисто-чешуйчатый агрегат мусковита и кварца (грейзен).

Во всех этих случаях зарождение кристаллов происходит либо самопроизвольно во всем объеме раствора (расплава, твердой фазы), либо на затравках. Яркий пример первого типа зарождения — явление раскристаллизации вулканической лавы. При этом во всем объеме лавы начинают расти вкрапленники полевых шпатов, кварца и прочих минералов. Другой пример — перекристаллизация металлов и сплавов при их старении. Она начинается в разных точках в твердой среде.

Зарождение кристаллов на затравках — зернах и кристаллах разных минералов и на их обломках — широко распространено в природе. Нередко подложка оказывает воздействие на процесс зарождения. Новое вещество нарастает только на определенных грани или ребра кристаллов субстрата (рис. 23). В других случаях происходит ориентирующее воздействие. Кристаллы полевого шпата в некоторых жилах прирастают к стенке трещин только своими одинаковыми вершинами (рис. 24). Известен случай ориентирования нарастания на кристаллы барита мельчайших тетраэдров халькопирита.

Особый тип зарождения кристаллов в природе — микробиологический. Например, зарождение кристалликов серы внутри клеток тионово-кислых бактерий в ходе их жизнедеятельности.



Эти кристаллики ультрамикроскопического размера из клеток переходят наружу, в раствор. Постепенно соединяются друг с другом в более крупные стяжения, затем происходит их собирательная перекристаллизация. Известны и другие случаи микробиологического зарождения кристаллов.

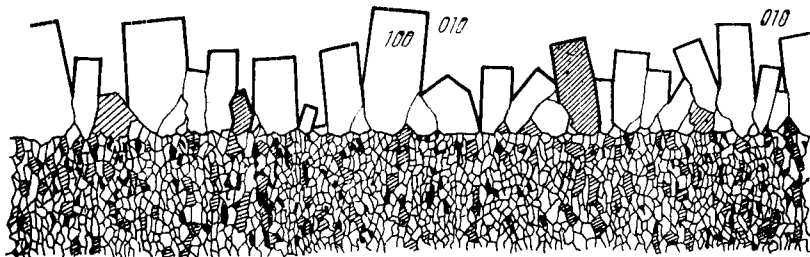
Зародившиеся кристаллы далее растут при любом пересыщении, отличном от нуля. Рост их приводит к разнообразной реальной морфологии кристаллов, отражающей кинетические условия роста. Конкретные явления роста описываются ниже в разных разделах учебника.

ЗАКОН ПОСТОЯНСТВА ГРАННЫХ УГЛОВ

В природе кристаллы чаще всего растут в стесненных условиях — в трещинах, внутри пор и других полостей горных пород и руд, под односторонним давлением лежащих выше горных пород и т. д. Также обычен в природе рост кристаллов

Рис. 23. Зарождение позднего кварца на определенных гранях призматического кристалла

Рис. 24. Ориентированное нарастание кристаллов полевого шпата (белое) на стенках трещины в горной породе



в условиях неравномерной диффузии вещества к его разным частям или в условиях однонаправленной миграции вещества к растущему кристаллу. Особый, но довольно распространенный случай образования природных кристаллов — их рост в твердой среде за счет химического замещения зерен и кристаллов других минералов. Часто форма образующихся кристаллов не идеальна. Внешне они кажутся мало или совсем несимметричными и на первый взгляд в их огранке не принимают участия описанные выше простые кристаллографические формы. Однако рост кристаллов из растворов практически всегда происходит за счет параллельного наложения новых плоских сеток их кристаллической структуры, поэтому углы между одинаковыми гранями всегда остаются неизменными. Этот закон называется законом постоянства гранных углов. Впервые он был установлен Н. Стено в 1669 г. по кристаллам кварца и гематита.

На основе закона Стено симметрию и простые формы реальных кристаллов определяют при помощи гониометров, которыми измеряют углы между гранями и по ним находят грани одних и тех же простых форм. Затем путем вычислений и проектирования определяются формула симметрии кристалла, название и символы развитых на нем граней. При некотором навыке и уверенном знании геометрической кристаллографии симметрию и огранку реальных кристаллов можно определить в первом приближении визуально. Для этого просматривают серию кристаллов, выбирают наиболее совершенные кристаллы и придают им одинаковую установку. Идеализируя очертания кристаллов, делают предположения об их симметрии и огранке.

ДВОЙНИКОВЫЕ СРОСТКИ КРИСТАЛЛОВ

Для некоторых минералов характерно образование не только одиночных кристаллов, но и их двойниковых сростков, или двойников. Таковы полевые шпаты, рутил, касситерит, арагонит, киноварь и многие другие минералы.

В двойниках (в отличие от случайных сростков) индивиды срастаются по одинаковым плоским сеткам их пространственных решеток. Геометрически индивиды в двойнике можно мысленно совместить друг с другом либо отражением в плоскости симметрии, либо поворотом вокруг оси L_2 . Двойники могут состоять из пары кристаллов, их называют простыми двойниками, а могут быть сложены многократно повторяющимися индивидами. Характерной особенностью огранки двойников являются входящие углы между гранями; на одиночных идеально развитых кристаллах таких углов не бывает.

Следует различать двойники срастания и двойники прорастания. В первых индивиды разграничены по плоскости, они

как бы соприкасаются друг с другом. Во вторых кристаллы как бы обрастают друг друга либо насквозь проникают один в другой, соприкасаясь по сложной извилистой (ступенчатой) поверхности.

Двойники образуются по разным причинам. Нередко они возникают в растворе, когда кристаллы находятся еще в зародышевом состоянии и под действием тех или иных сил разворачиваются относительно друг друга. Двойники образуются также при переходе одной полиморфной модификации в другую. Еще одна причина — механические воздействия на растущий кристалл. Есть и другие причины двойникования.

ПИРАМИДЫ И ЗОНЫ РОСТА КРИСТАЛЛОВ

Грани каждой простой кристаллографической формы обладают специфической способностью адсорбировать вещество из среды, в которой растет кристалл. Выше уже говорилось, что поэтому грани разных простых кристаллографических форм растут с различной скоростью. По этой же причине они по-разному поглощают изоморфные примеси и характеризуются неодинаковой дефектностью строения. Как результат, тело кри-

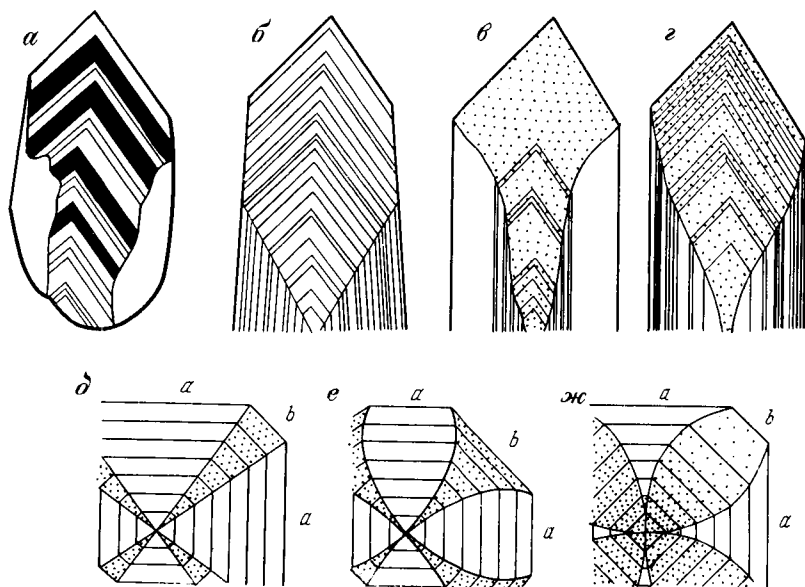


Рис. 25. Зональность и секториальность строения кристаллов кварца (а—г) и флюорита (д—ж).

В кристалле (е) грань в замедляет свой рост по отношению к грани а; в кристалле (ж) грань в растет все быстрее

сталла можно представить в виде совокупности пирамид с вершинами в одной точке — в центре роста кристалла, а их основаниями являются грани кристалла (рис. 25).

Пирамиды нарастания одной простой кристаллографической формы характеризуются одинаковым химическим составом, структурными особенностями и физическими свойствами, отличными от таковых в пирамидах нарастания других простых форм. Обычно эти различия незначительны, но известны случаи, когда разные пирамиды одного и того же зерна отличаются настолько явственно, что по-разному ведут себя, например, в процессе обогащения руд. Здесь уместно сослаться на уникальные кристаллы, обнаруженные в 80-х годах в вулканических возгонах на п-ове Камчатка. В одних пирамидах нарастания кристаллы имеют состав $\text{KCu}_6\text{FeBi}(\text{SO}_4)_5\text{O}_4\text{Cl}$, это минерал атласовит, в других пирамидах те же кристаллы имеют иной состав — $\text{KCu}_7\text{Fe}(\text{SO}_4)_5\text{O}_4\text{Cl}$, это минерал набоксит.

Зоны роста — другая типичная особенность внутреннего строения кристаллов. Они отражают главным образом колебания условий кристаллизации и химического состава среды минералообразования. Легче всего зональность строения кристаллов проявляется при разной окраске зон. Широко известны и надолго запоминаются своей пестротой многозональные кристаллы турмалина, причем по очертаниям зон можно судить, какова была форма кристаллов в разные моменты их роста. Известны случаи, когда соседние зоны единого кристалла имеют резко неоднородный химический состав, например, чередование зон $\text{Co}_3(\text{As}_4)_3$ и $\text{Ni}_3(\text{As}_4)_3$, а это по сути, два разных минерала одинаковой кристаллической структуры — скуттерудит и хлонтит.

Наблюдения над характером пирамидального и зонального строения кристалла дают ценную информацию о том, как и сколько раз менялась морфология кристаллов во время их роста, отражая изменения условий кристаллизации и химического состава среды. Об относительных скоростях роста граней свидетельствуют контуры пирамид нарастания: они, прямые при постоянной скорости роста соседних граней, выгнуты в сторону все замедляющей свой рост грани.

РАСЩЕПЛЕННЫЕ КРИСТАЛЛЫ

Кристаллы некоторых минералов имеют иногда своеобразную морфологию — они словно бы расщеплены с краев, каждый субиндивид, каждая «отщепина» как будто слегка отогнута от основного тела кристалла, это сразу и монокристалл, и агрегат кристаллов. Таковы, например, сноповидные образования натролита, кварца (рис. 26), гипса (рис. 27), розочки гематита (рис. 28). Расщепленные кристаллы часты также у эпидота,

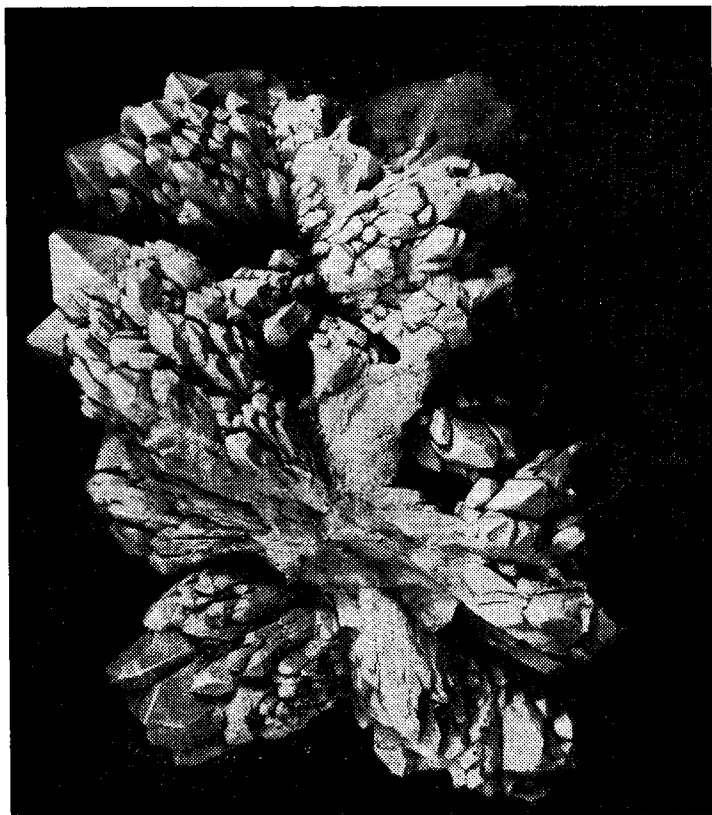


Рис. 26. Сросток расщепленных кристаллов кварца

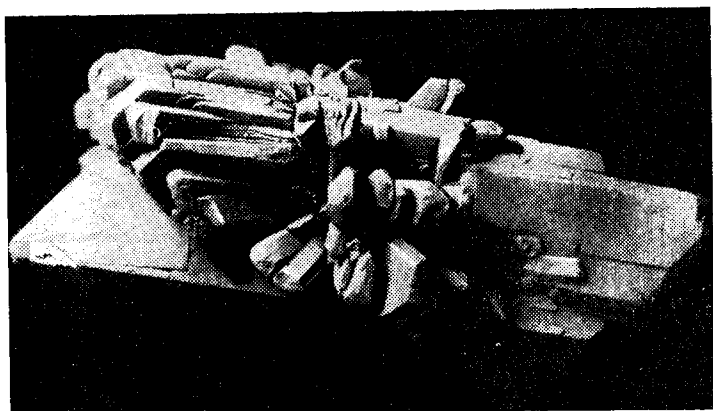


Рис. 27. Расщепленный кристалл гипса

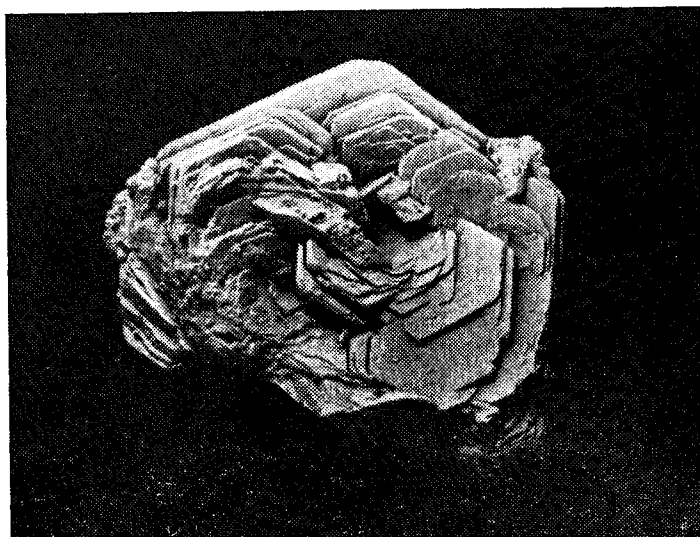


Рис. 28. Розочка (расщепленный кристалл) гематита (образец опылен хлористым аммонием)

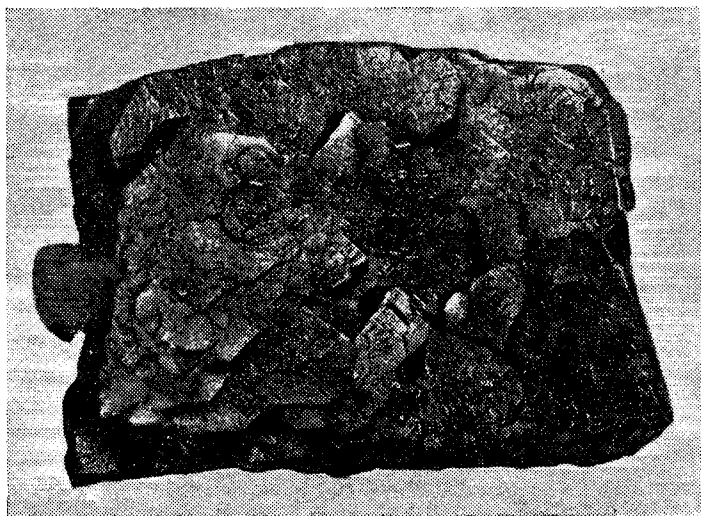


Рис. 29. Блочный (расщепленный) кристалл галенита

десмина, слюд, галенита (рис. 29), марказита и некоторых других минералов.

Расщепление кристаллов вызвано разными причинами. Во-первых, оно происходит в том случае, когда в среде имеются микрочастицы, адсорбирующиеся поверхностью кристалла (т.е. не отталкивающиеся растущим кристаллом) и в то же время «не вписывающиеся» в его кристаллическую постройку, причем размер этих чужеродных частиц соизмерим с толщиной слоя нарастания кристалла и даже менее его. Слой, видимо, надвигается на примесь и, отклоняясь в сторону, продолжает расти как самостоятельный микроиндивид. В опытах по расщеплению кристаллов угол отклонения «отщепленной» части от кристалла не превышает обычно 20—30', «отщепление» повторяется вновь и вновь, постепенно из наиболее крупных субиндивидов формируется «веер» или «сноп» расходящихся кристаллов. Во-вторых, расщепление происходит у царпин, границ двойников и микроблоков, чуть развернутых при механических деформациях кристаллов. В-третьих, расщепление кристалла может явиться следствием гетерометрии (разновеликости одних и тех же межплоскостных расстояний в разных участках зонального кристалла), так происходит расщепление кристаллов, например галенита. Они имеют во внешней зоне мозаичное, блочное строение за счет несколько меньших (вследствие изоморфизма) расстояний между плоскими сетками куба, чем в центре кристалла. На границе этих двух зон образуются дислокации, а при очень больших пересыщениях кристаллы расщепляются во внешней зоне.

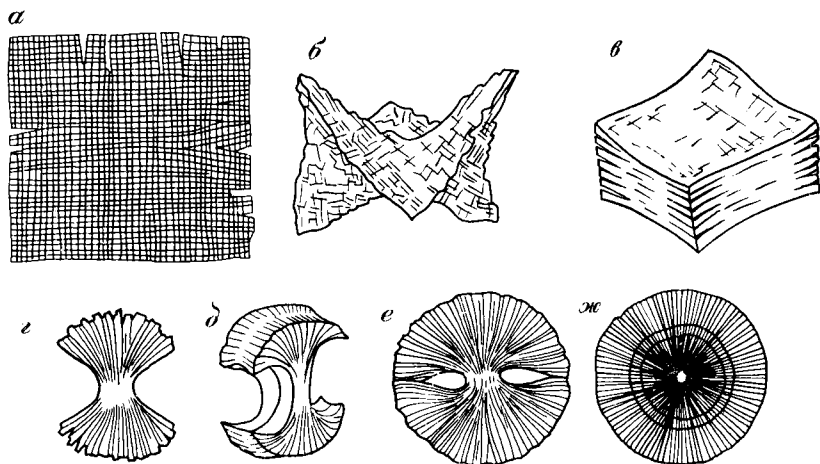


Рис. 30. Примеры расщепленных кристаллов (а—д) и сферолитов (е, ж)

Наблюдения и опыты показали, что расщепляются грани не всех простых форм, развитых на кристалле. У кристаллов гематита (это пластинчатые, таблитчатые кристаллы тригональной сингонии) расщепляются только грани базопинакоида, у кристаллов гипса — грани пинакоида (010), у кристаллов натролита — грани ромбической призмы, у галенита — грани куба. В результате формируются расщепленные кристаллы разной морфологии (рис. 30) — сферолиты типа двулистника, розетки, розочки, сноповидные образования, мозаичные блок-кристаллы, паркетчатые кристаллы и т. п.

СКЕЛЕТНЫЕ КРИСТАЛЛЫ И ДЕНДРИТЫ

Скелетные кристаллы известны всем по снежинкам — это шестилучевые кристаллы льда, причем каждый луч имеет ребристое строение. Вся снежинка как бы огранена входящими углами, если ее очертить, получится обычный гексагональный кристалл льда, а сейчас он словно бы образован за счет роста кристалла только вершинами и ребрами. Скелеты — это вершинные и реберные формы роста кристаллов. Такие по формам роста кристаллы бывают у нашатыря, галита (рис. 31), галенита, кварца (рис. 32) и других минералов.

В лабораторных условиях скелетные кристаллы обычно растут из сильно пересыщенных растворов. Полагают, что их образование в этих условиях происходит в двух случаях. Во-первых, дендриты растут, когда диффузия вещества к кристаллу затруднена, поэтому кристалл быстрее растет теми своими частями, у которых больше удельная поверхность, т. е. это выступающие части кристалла — его вершины и ребра. Во-вторых, дендриты образуются, когда в растворе есть не входящие в кристалл примеси, но оседающие на его гранях и потому замедляющие их. Эти примесные частицы отталкиваются растущим кристаллом, их плотность все возрастает в центре граней, а у вершин и ребер она меньше, поэтому рост у вершин и ребер идет быстрее, чем в центре граней.

Своеобразной разновидностью скелетных являются футляровидные кристаллы. Опытным путем они получены при росте оливина в вязком расплаве. В природе такие кристаллы бывают изредка у берилла и апатита (рис. 33) при их росте в особых условиях в зернистой кварц-полевошпатовой массе в так называемых пегматитах.

Дендриты — это тоже результат вершинного и реберного роста кристаллов, но идущего при неравномерной диффузии вещества к кристаллу. Это причудливые монокристаллы, по виду напоминающие ветвящееся растение, отсюда и их название — дендриты. Оказывается, каждая «веточка» огранена, углы разветвления точно отвечают углам между гранями обыч-

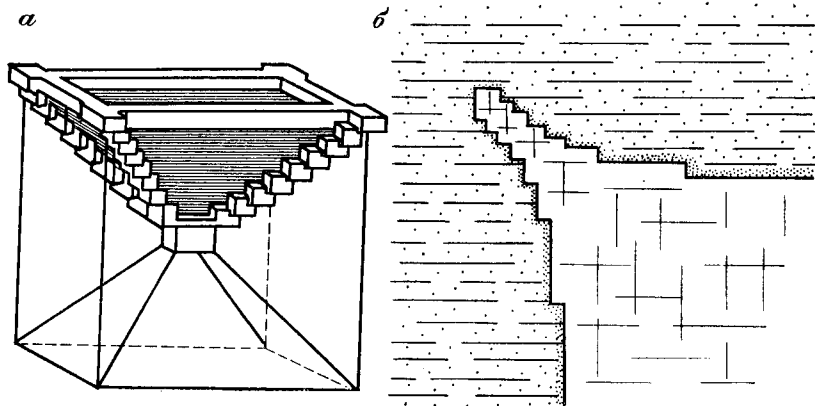


Рис. 31. Скелетный (ящичный) кристалл галита (а) и схема его роста за счет влияния на него отравляющей примеси (б)



Рис. 32. Скелетный кристалл кварца рос как на затравке на вершине призматического кристалла кварца

ных кристаллов (рис. 34). Образование дендритов особенно характерно для самородных золота, меди, серебра, пиролюзита.

МЕТАСОМЫ И ПОЙКИЛОКРИСТАЛЛЫ

Метасомы (или *метакристаллы*) — это кристаллы, образующиеся в твердой горной породе. Их рост начинается в межзерновом пространстве из поровых, межгранулярных растворов и идет одновременно с разведением, замещением расту-

щим кристаллом зерен других минералов, составляющих горную породу. На фронте роста кристалла постоянно сохраняется капиллярная пленка раствора, в котором и проходят процессы резорбции и кристаллизации. Метасомы обычно располагаются

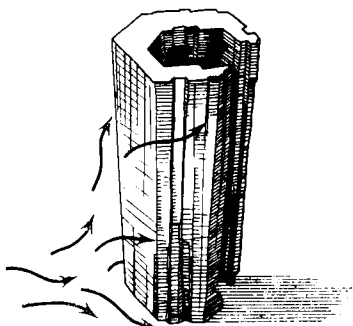


Рис. 33. Схема роста футляровидного кристалла

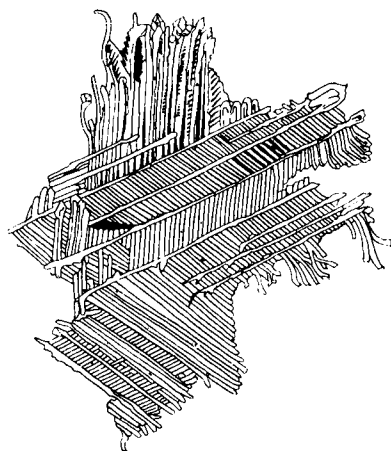


Рис. 34. Дендрит меди

цепочками, словно маркируя трещины и другие каналы, подводившие к ним вещество через окружающую горную породу. Внешне метасомы выглядят как обычные кристаллы, внутри в них бывают заключены остатки (реликты) не до конца замещенных зерен окружающей горной породы. Иногда метасомы имеют футляровидное строение, т. е. их образование шло по механизму роста скелетных кристаллов.

Метасомы очень характерны для метаморфических горных пород (например, ими являются крупные хорошие кристаллы гранатов и кианита в кристаллических сланцах), встречаются метасомы в магматических и осадочных горных породах.



Рис. 35. Пойкилокристаллы гипса (репетекский гипс) состоят из множества песчинок, сцементированных гипсом

Частной разновидностью метасом являются *пойкилокристаллы*. Они как бы заполняют межзерновое пространство горной породы и сохраняют в себе почти незамещенными зерна этой породы. Широко известны под именем репетекского гипса пойкилокристаллы этого минерала, выросшие в песчаниках выше уровня грунтовых вод в Каракумах (рис. 35), такие же кристаллы имеются в Сахаре — «розы Сахары». Также известны кальциты Фонтенебло. Это пойкилокристаллы кальцита в виде ромбоэдров, выросшие в песке и наполненные на 75—80 % их объема песчинками.

МИКРОРЕЛЬЕФ ПОВЕРХНОСТЕЙ КРИСТАЛЛОВ

Вглядимся вновь в кристаллы, казавшиеся нам до сих пор одним из выражений совершенства природы. Грани их отнюдь не плоские, как это виделось нам на первый, неискушенный взгляд, на кристаллах имеются и совсем вроде бы случайные по своей морфологии поверхности. На гранях чаще всего бывают заметны следующие элементы их микрорельефа: конуса (бугорки), штриховка, паркетчатость, лунки, отпечатки других кристаллов и зерен, ямки травления; не все они встречаются вместе.

Конуса свойственны скоплениям винтовых дислокаций, они обычно очень широкие и совсем низкие. В редких случаях на них заметны ступеньки роста, их контуры, как правило, отражают симметрию граней.

Штриховка образуется либо в результате незавершенного роста слоев, либо за счет стремления кристалла ограничиться другой простой кристаллографической формой. Первая разновидность штриховки не имеет особого названия. Она проявляется в виде ступенчатых террас, возвышений, площадок контуры которых отражают симметрию грани. Каждая ступенька — это не один слой (он невидим невооруженным глазом), а масса элементарных слоев. Новые слои генерировались у того же центра роста, но с запозданием по отношению к нижним. Все слои двигались по грани друг за другом, а если рост кристалла прекращался, они останавливались и давали сложную микроребристую поверхность, воспринимаемую невооруженным глазом как одиночная ступенька. Такие ступенчатые террасы характерны для граней тетраэдра кристаллов цинковой обманки, они установлены на кристаллах берилла, алмаза и вообще не являются редкостью. Такая штриховка формируется, например, при росте кристалла в условиях перепада (уменьшения или возрастания) концентрации вещества. Вторая разновидность штриховки называется комбинационной. Наиболее типичный и простой пример — кристаллы пирита с штриховкой на гранях гексаэдра (куба). Каждый штрих, как ока-

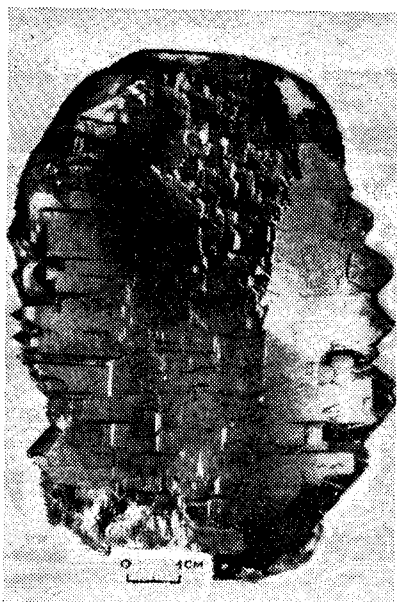


Рис. 36. Паркетчатый кристалл кварца



Рис. 38. Фигуры растворения, резорбции кристалла берилла из пустот (запорышей) в гранитном пегматите

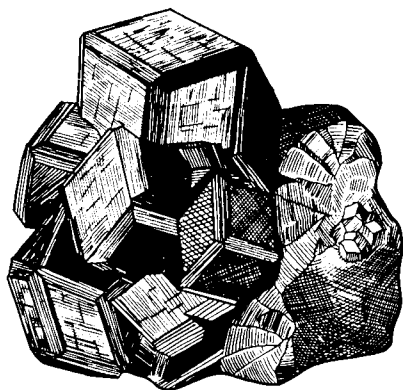
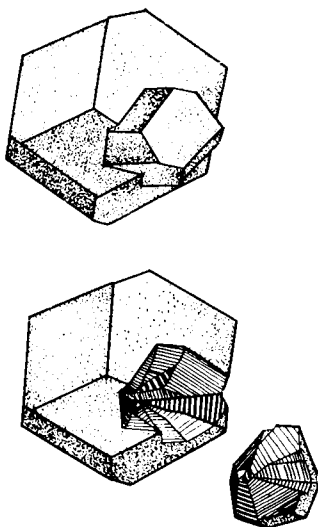


Рис. 37. Индукционные поверхности (поверхности совместного роста) на кристаллах граната, извлеченных из друзы



зывается, имеет три поверхности — одну горизонтальную (она параллельна грани куба) и две боковые (они наклонены вправо и влево от штриха, угол их наклона точно отвечает углу пентагондодекаэдра). Комбинационная штриховка возникает при продолжении роста кристалла в изменившихся условиях и отражает эволюцию его огранки. В рассмотренном примере на месте граней куба постепенно сформируются грани пентагондодекаэдра. У обеих разновидностей штриховок ее более грубые и редкие штрихи указывают на большие пересыщения растворов, грани, обращенные в сторону подтока вещества, также имеют более грубую штриховку.

Паркетчатость заключается в том, что грани кристаллов иногда как бы сложены из отдельных полигональных террас, несколько разориентированных относительно друг друга. Такие кристаллы бывают у граната и кварца из некоторых месторождений (рис. 36) и у многих других минералов. Паркетчатость граней является следствием мозаичного (блочного) внутреннего строения таких кристаллов.

Лунки — это углубления на гранях над незаросшими включениями, которые были захвачены кристаллом во время его роста. *Отпечатки* других более ранних кристаллов и зерен чаще всего выглядят как шероховатости, случайные неровности граней, но детальные исследования показывают, что и они имеют свою тончайшую скульптуру, подчиненную геометрическим законам роста кристаллов. Визуально она обычно незаметна. Особым видом отпечатков соседнего кристалла является так называемая индукционная штриховка. Она образуется при совместном (одновременном) росте двух кристаллов. Такую штриховку несут на поверхностях соприкосновения кристаллы кварца, граната и других минералов в друзах (рис. 37). Ступеньки этой штриховки отвечают чередующимся граням то одного, то другого кристалла.

Ямки травления являются результатом начавшегося растворения кристалла (рис. 38). Они бывают двух типов — конусовидные и с плоским дном. Первые формируются на выходах винтовых и краевых дислокаций. Вторые располагаются на тех местах грани, где имеются скопления точечных дефектов.

ВКЛЮЧЕНИЯ В КРИСТАЛЛАХ

В кристаллах бывают гомогенные (твердые, жидкие, газообразные) и гетерогенные включения. Возникают они по-разному. Имеются включения реликтовых (остаточных) твердых фаз, среди которых рос кристалл, есть включения сингенетических (одновременных с ростом кристалла) веществ, а также эпигенетические, образованные в уже сформировавшемся кристалле включения.

Включения остаточных твердых фаз — это зерна и кристаллы более ранних минералов, игравших роль механических препятствий при росте кристалла. Если он не смог их растворить или оттолкнуть силой своего кристаллизационного давления (по имеющимся немногим пока измерениям, она может быть большой — порядка 10^7 Па = 10 МПа), кристалл захватывает чужеродные тела и заключает их в себя как механические примеси. Иногда они маркируют собой зоны роста — «салятся» на поверхность кристалла, а потом покрываются новой зоной продолжающего роста кристалла. Каждый такой «налет пыли» отвечает смене условий кристаллизации. Такие включения типичны для прозрачных кристаллов горного хрусталя в пустотах среди сланцев (рис. 39), присыпки хлорита повторяются в них по нескольким зонам роста, получаются как бы кристаллы в кристалле («матрешки»), их называют фантомами (от французского — призрак). Кристаллы разных минералов, растущих в одном и том же месте, по-разному взаимодействуют с чужеродными частицами. Так, вырастающие на дне соляных озер кристаллы астраханита (гидросульфат натрия и магния) поглощают частицы ила, а тут же выросшие кристаллы эпсомита (гидросульфат магния) свободны от них. С другой стороны, кристаллы гипса при росте в глине оттапливают ее частицы, при росте в песке — захватывают зерна кварца. Пойкилокристаллы и метасомы — это также примеры кристаллов с остаточными включениями твердых фаз.

Включения сингенетичных с ростом кристалла фаз — это захваченные им включения минералообразующей среды. Они имеют неправильную форму или вид отрицательного кристалла и размеры от сотых до десятых долей миллиметра, изредка отмечались и более крупные (до 2—3 мм) включения. По агрегатному состоянию в условиях обычных температуры и давления эти включения разные — жидкие, жидкие с газовым пузырьком, жидкие с твердыми фазами, чисто газовые, газовые, жидкие и твердые (рис. 40). Газ чаще всего представлен CO_2 , твердые фазы — мельчайшими кристалликами хлористого натрия, углекислого натрия и других солей. Описываемые включения при нагревании гомогенизируются, а затем взрываются. Имеется специальная аппаратура по изучению фазового состава таких включений и их поведения при нагревании с целью получить косвенные сведения о характере среды, температуре и давлении, при которых шло минералообразование. Такие исследования были начаты еще в прошлом веке. В последние десятилетия большой вклад в разработку теории и методов изучения газовой-жидких включений сделан Н. П. Ермаковым, А. И. Захарченко, Ю. А. Долговым и др. Совсем недавно выявлен новый тип включений, трактуемых их исследователями как затвердевшие остатки расплавов, захваченные кристаллами

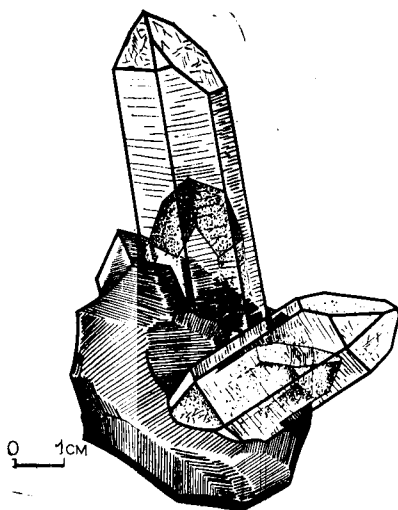
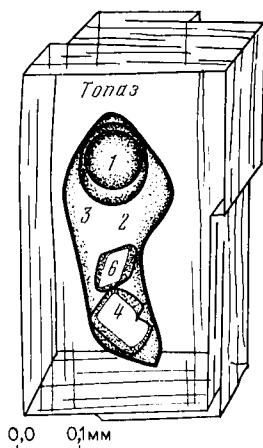
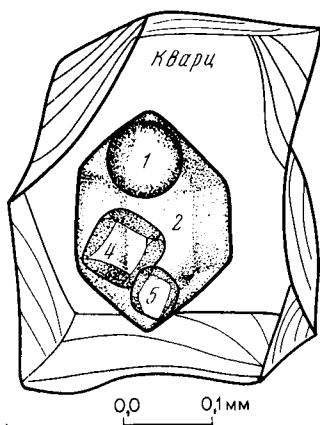


Рис. 39. Фантомы кварца с присыпками чешуек хлорита по зонам роста

Рис. 40. Включения газа (1), жидкости (2) и минералов-узников в кварце и топазе.

3 — жидкая CO_2 , 4 — галит, 5 — криолит, 6 — ангидрит



при их росте из магмы. Общая проблема всех методик изучения включений — насколько близко их состав, температура и давление их гомогенизации отвечают реальным условиям роста кристалла; эта проблема пока не решена.

И, наконец, эпигенетические включения. Они образуются по трещинам кристалла. Это могут быть газово-жидкие включения — остатки поздних растворов, проникавших в кристалл по секущим трещинам после его образования. К таким же трещинам могут быть приурочены мельчайшие жилки, цепочки зерен и кристаллов более поздних минералов.

ЛОЖНЫЕ КРИСТАЛЛЫ — ПСЕВДОМОРФОЗЫ

Псевдоморфоза — это кристалл или зерно минерала, замещенного без изменения его формы другим минералом или смесью минералов, отсюда происходит и название — фальшивая (псевдос) форма (морфа). У этих образований сохраняются часто даже мельчайшие детали поверхности первоначальных кристаллов и зерен (рис. 41).

Псевдоморфозы — это словно окаменевшие свидетельства былых химических процессов, по ним мы видим исходный продукт и конечный результат процесса, что позволяет сделать аргументированные предположения о химических реакциях минералообразования. Приведем простые примеры. Кристаллы пирита часто при окислении в поверхностных условиях замещаются лимонитом — плотной коричневой порошковатой массой, смесью разных гидроксидов Fe^{3+} . Кристаллы калиевого полевого шпата при выветривании легко замещаются порошковатым агрегатом каолина. Еще один способ образования псевдоморфоз — полиморфные превращения веществ при изменении температуры и давления. Они получили особое название — параморфозы. Так возникают параморфозы α -кварца по β -кварцу (t превращения 575°C при 10^5 Па, или 100 кПа).

Процесс псевдоморфного замещения минералов может происходить как цепь последовательных химических реакций. Так можно объяснить возникновение псевдоморфоз лимонита (смесь гидроксидов Fe^{3+}) по кальциту (карбонат кальция): промежуточной стадией было, видимо, замещение кальцита сидеритом или доломитом (железосодержащие карбонаты) по «цепи» $\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{FeCO}_3 \rightarrow \text{гидроксиды Fe}$.

Интересными природными образованиями являются так называемые *пустотелые псевдоморфозы* — отпечатки в горной массе кристаллов растворившихся минералов, место которых осталось незанятым.

Псевдоморфозы — одни из информативных критериев для познания генезиса минералов.

ОБЛИК (ФОРМА) И ГАБИТУС КРИСТАЛЛОВ

Сложности явлений роста кристаллов приводят к тому, что часто их окончательный вид значительно отличается от тех совершенных многогранников, которые типичны для идеальных кристаллов, а разные грани одной и той же простой

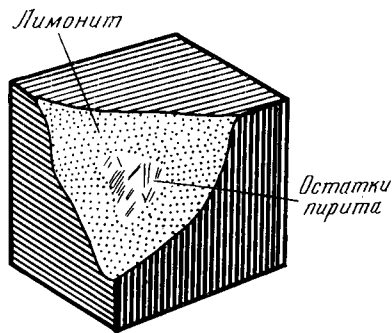


Рис. 41. Псевдоморфоза

формы на реальных кристаллах имеют различные очертания и размеры и неоднородный характер поверхности. Поэтому для характеристики морфологии реальных кристаллов удобно использовать два термина — облик и габитус.

Облик (форма) — это общий вид кристалла. Кристаллы могут быть изометричными (равномерно развитыми во всех трех направлениях), удлиненными, уплощенными. Эти термины нестрогие. Среди удлиненных кристаллов можно выделять столбчатые, шестоватые, игольчатые, волосовидные и т. п., среди уплощенных — таблитчатые, листоватые, чешуйчатые и т. п. Названия эти произвольны, важна их образность, поскольку облик кристалла для многих минералов является его типичной особенностью: например скаполит (сложный алюмосиликат) потому и назван так, что всегда образует столбчатые кристаллы (от греч. столб.), акмит (разновидность натрий-железистого пироксена) назван по заостряющейся форме окончаний его кристаллов (от греч. острие), санидин (один из полевых шпатов) своим названием отражает присущую ему таблитчатую форму кристаллов (от греч. дощечка).

Габитус — это более строгий термин, определяющий облик кристаллов по доминирующим на нем граням и соотношению размеров кристалла в трех его измерениях (по осям x , y , z). Так, габитус столбчатых кристаллов скаполита мы назовем удлиненно-призматическим или еще точнее, — удлиненно-тетрагонально-призматическим. Еще один пример разъяснит большую информативность описания кристалла по габитусу. Так, кристаллы пирита почти всегда изометричны, но по преобладающим граням их габитус может быть разным — гексаэдрическим (кубовидным), пентагондодекаэдрическим, октаэдрическим.

НЕКОТОРЫЕ АГРЕГАТЫ КРИСТАЛЛОВ

Кристаллы в горных породах и рудах редко образуются в одиночку. Они слагают разные агрегаты, состоящие из кристаллов одного, двух или нескольких минералов. По морфологии среди агрегатов могут быть выделены зернистые, друзы (щетки), секреции, конкреции, оолиты, параллельно-шестоватые и др.

Зернистые агрегаты — это сплошные массы произвольно сросшихся зерен одного или нескольких минералов. Каждое зерно — это неогранившийся, неоформившийся кристалл, выросший в стесненных условиях.

Друзы (щетки) — это группы кристаллов, выросших перпендикулярно или почти перпендикулярно к поверхности трещин, стенки жилы или полости в горной породе (рис. 42). Важнейшее явление при образовании друз — геометрический отбор. Сначала на стенку нарастают одиночные разноориентированные кристаллы (рис. 42, а). Разрастаясь затем, они соприкаса-

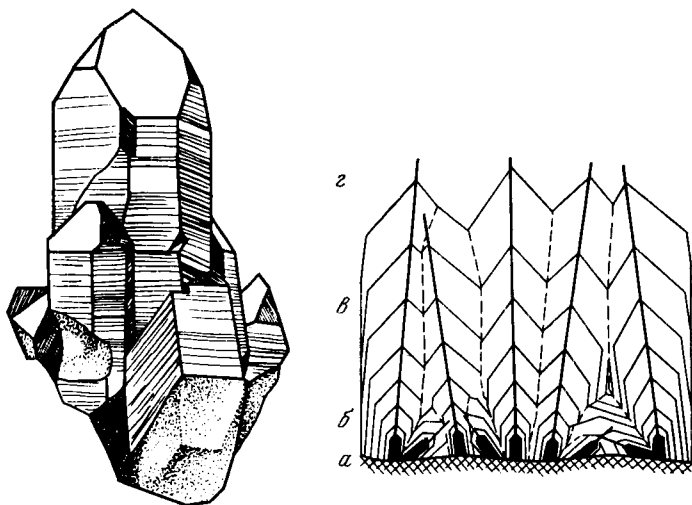


Рис. 42. Друза кварца и схема ее роста
Пояснения см. в тексте

ются друг с другом, утыкаются друг в друга, сами себе мешают расти (рис. 42, б). Продолжают расти только те кристаллы, вектор роста которых ориентирован в сторону свободного пространства, т. е. в свободную полость, как правило, нормально к поверхности трещины (рис. 42, в, г). В этом и заключается естественный геометрический отбор кристаллов. Они продолжают вытягиваться постепенно формируя друзу.

Секреции получаются, когда какая-либо полость в горной породе заполняется минеральным веществом. Часто в центре секретий располагаются друзы (рис. 43, в). Наиболее известны секретии халцедона с друзами кварца внутри, приуроченные к миндалинам в базальтах.

Конкреции — это шаровидные (иногда как бы сплюснутые, неправильно округленные) агрегаты радиально-лучистого строения (рис. 43, а). В их центре нередко находится зерно, которое служило затравкой при росте конкреции. Чаще всего они образуются в пористых осадочных породах — песках и глинах. Примером могут служить конкреции кальцита, пирита и фосфоритов. Размеры этих образований — от миллиметров до десятков сантиметров.

Параллельно-шестоватые и волокнистые агрегаты обычно образуются в трещинах. Это — жилки шелковистого гипса, серпентин-асбеста, шестоватого кальцита. Их образование происходит по-разному (рис. 44). В одних случаях эти агрегаты кристаллизуются в открытых трещинах: сначала на стенках по принципу геометрического отбора нарастают друзы; разрас-

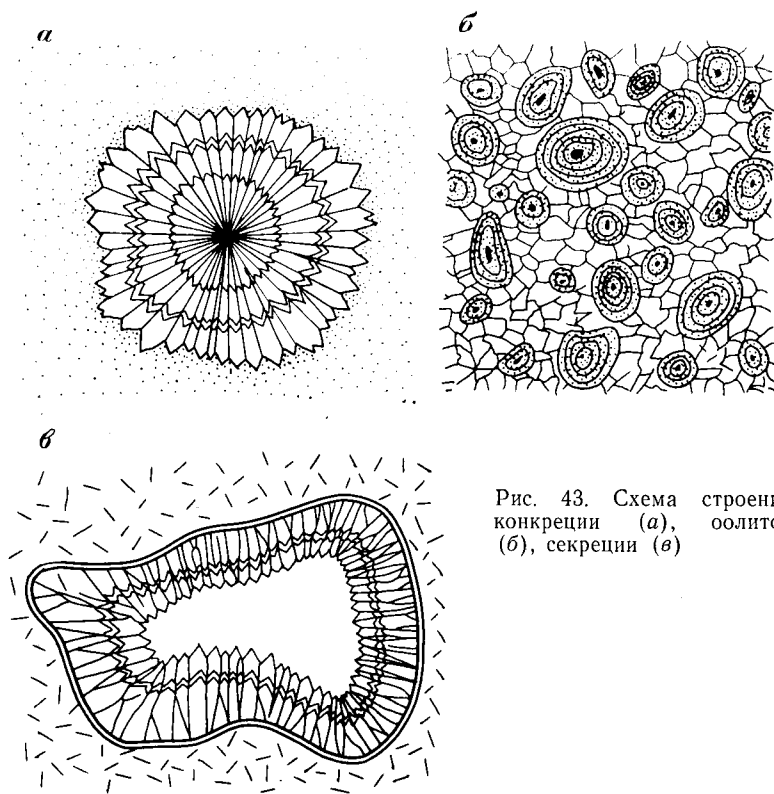


Рис. 43. Схема строения конкреции (а), оолитов (б), секрещии (в)

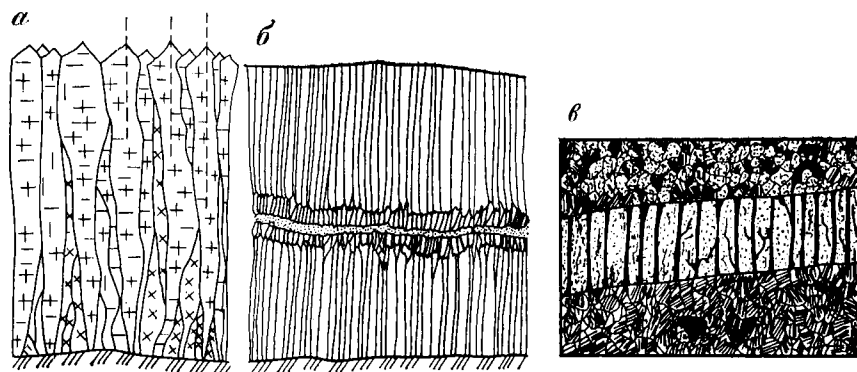


Рис. 44. Строение параллельно-шестоватых агрегатов разного типа (по А. Г. Жабинну):

а — друзовидный рост флюорита; б — рост кальцита в глине кверху и книзу от подводящей трещины; в — агрегат зерен граната в трещине

таясь навстречу друг другу, они смыкаются и образуют параллельно-шестоватые или волокнистые агрегаты. В других — такие агрегаты формируются в постепенно приоткрывающихся трещинах, когда скорость приоткрывания меньше или равна скорости роста индивидов. Сначала трещина заполняется зернистым агрегатом минерала в виде сплошной тонкой жилки. Затем, когда трещина продолжает приоткрываться, зерна, упираясь друг в друга, могут расти только в след за раздвигающимися стенками трещины. Они постепенно вытягиваются нормально стенкам, формируя параллельно-шестоватый или волокнистый агрегат. В иных случаях параллельно-шестоватые (чаще — волокнистые) агрегаты образуются при разрастании их от волосных трещин в обе стороны от них, рост их идет по принципу образования агрегата первого или второго рода.

Оолиты (бобовины или горошины) образуются в тех случаях, когда минерал кристаллизуется из раствора на каком-нибудь зернышке, как бы прикрывая его скорлупками, налегающими друг на друга (см. рис. 43, б). Они имеют концентрически-скорлуповатое строение, обязанное ритмичной смене условий минералообразования. Наиболее часто оолиты формируются в горячих источниках, в придонных озерных и морских илах. Они характерны для некоторых разновидностей бокситов, марганцевых и железных руд. Размеры оолитов — от миллиметров до нескольких сантиметров.

Сферолиты и почковидные агрегаты названы так по своей морфологии. Сферолиты очень часто имеют почти идеально-шаровидную форму и размер от долей до 1—2 см и более. Они, как шарики, нарастают на другие минералы и на стенки разных пустот в рудах и горных породах. Сферолиты образуются либо как результат расщепленного роста кристаллов (см. рис. 30), либо в них, как в конкреции, есть ядрышко-зерно или зернистая масса, на которое нарастает минерал. Вследствие геометрического отбора или стесненных условий кристаллы могут разрастаться, только расходясь лучами от центра сферолита.

Почковидные агрегаты состоят из множества соприкасающихся «почек», каждая из которых имеет, подобно сферолиту, радиально-лучистое строение, правда, оно не всегда заметно невооруженным глазом. Особенно типичное строение имеют почковидные агрегаты гётита $\text{HFeO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ и малахита $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$. Их образование происходило на неровной поверхности за счет группового роста и геометрического отбора сферолитов; оставались и разрастались только те сферолиты, которые находились на выпуклостях субстрата (рис. 45). В некоторых почковидных агрегатах заметно не только радиально-лучистое, но и концентрически-зональное строение, как отражение смены условий при росте агрегата. Наиболее часто

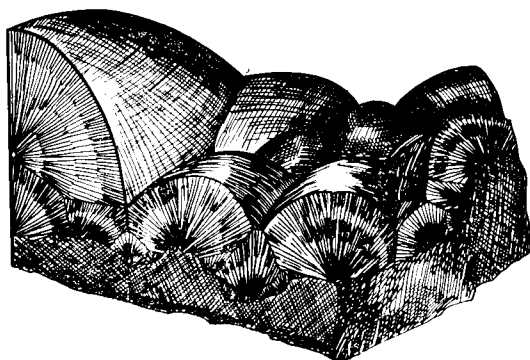


Рис. 45. Почковидный агрегат гётита

почковидные агрегаты образуются в различных пустотах в приповерхностных зонах разрушения и выветривания руд и горных пород.

Контрольные вопросы

1. Чем двойниковые сростки отличаются от случайных сростков?
2. Как возникают внутренние неоднородности кристалла?
3. Что такое пойкилокристаллы и метасомы?
4. Как растут друзы?
5. Чем секрестии отличаются от конкреций?
6. Как у граней возникает микрорельеф?
7. Что такое псевдоморфозы, параморфозы, пустотелые псевдоморфозы?

Глава 5

СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Среди свойств минералов выделим физические и химические. К физическим отнесем оптические, механические, электрические, магнитные, теплофизические свойства и плотность. Химические свойства характеризуются степенью реакционной способности минералов, особенностями их взаимодействия с различными реагентами, растворимостью. Есть и такие свойства минералов, которые можно назвать физико-химическими (например, характер смачиваемости его зерен и кристаллов, удельная энергия поверхности).

На использовании различий плотности, электрических и магнитных свойств основаны геофизические методы поиска и раз-

ведки месторождений полезных ископаемых. Характер механических свойств определяет выбор способов измельчения минералов при обработке их руд. Физико-химические свойства поверхности зерен и кристаллов влияют на поведение минералов при их флотации. Значения термодинамических констант минералов и их химические свойства учитываются в работах по теории минералообразования. Ниже мы рассмотрим главным образом те свойства, которые могут использоваться при визуальной диагностике минералов.

АНИЗОТРОПИЯ СВОЙСТВ КРИСТАЛЛОВ

Анизотропия строения пространственной решетки в кристаллах обуславливает анизотропию их свойств. Это значит, что разные грани, ребра, вершины кристалла имеют различные свойства — по-разному блестят, твердость кристалла на них различна, нередко они имеют свою окраску и т. д. Анизотропия свойств кристалла выражается в том, что по непараллельным направлениям на одной и той же грани у него разные свойства. Например, грани кристаллов алмаза царапаются в разных направлениях по-разному, это учитывается при шлифовке бриллиантов. Анизотропно проявляются в объеме кристалла его магнитные, кристаллооптические, электрические, теплофизические, твердость (рис. 46) и другие свойства.

Степень анизотропности кристаллов зависит от их симметрии. Для пояснения рассмотрим в кристалле прямые линии, проходящие через его центр. Оказывается, что среди них могут быть симметрично-равные, единичные и полярные прямые (направления).

Симметрично-равными называются такие повторяющиеся в кристалле прямые (или направления), которые выводятся одна из другой с помощью элементов симметрии. Свойства кристаллов на этих прямых повторяются. *Единичными* называются такие прямые (или направления), которые являются единственными, неповторимыми в кристалле. Свойства кристаллов вдоль этих направлений отличаются от свойств по другим направлениям.

В кристаллах кубической сингонии единичных направлений нет, поскольку они симметрично равны и многократно

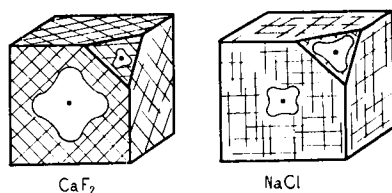


Рис. 46. Розетки твердости на разных гранях

повторяются. Анизотропия свойств в кристаллах кубической сингонии поэтому проявлена очень слабо. В результате можно сказать, что кубические кристаллы изотропны (изотропное тело, как известно, обладает одинаковыми свойствами во всех направлениях).

В кристаллах гексагональной, тетрагональной и тригональной сингоний всегда есть одно-единственное единичное, т. е. неповторяющееся, направление. Это оси симметрии L_6 , L_4 , L_3 . Такая ось всегда одна, и больше она не повторяется. Все остальные направления в кристаллах этих трех сингоний неоднократно повторяются. В кристаллах ромбической сингонии всегда имеется три единичных направления, в кристаллах моноклинной сингонии их множество, а в триклинных кристаллах все направления единичны. Анизотропия свойств в них проявлена наиболее отчетливо.

Полярными называются те из симметрично-равных и единичных направлений, концы которой не могут быть совмещены друг с другом при помощи элементов симметрии. Ярким примером такого направления является вертикальная ось в кристаллах турмалина — ось L_3 . Ее нижний конец несовместим с верхним, оба конца неравнозначны. Это следует из кристаллической структуры минерала — ее основным элементом являются резко асимметричные комплексные анионы $(\text{Si}_6\text{O}_{18})^{12-}$. Следствием полярности L_3 служат пьезоэлектрические свойства турмалина — при нагревании на вершине и основании кристалла возбуждаются разноименные электрические заряды. Мы уже указывали, что окраска кристаллов многоцветных турмалинов и скорость их роста различна на разных окончаниях кристаллов.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ СВОЙСТВ ИЗОМОРФНЫХ СМЕСЕЙ

При характеристике свойств веществ в курсах физики и химии почти всегда рассказывается о химически чистых соединениях, состав которых точно отвечает их формуле, и на таких примерах рассматривают зависимость свойств от структуры и состава вещества. Однако на химическом составе минералов сказываются явления изоморфизма. Свойства минералов закономерно меняются при вхождении изоморфных примесей: чем больше входит («прибавляется») примеси, тем сильнее отклоняется свойство от такового у химически чистого соединения. Эта зависимость называется *аддитивностью* (от лат. «прибавление») свойств изоморфных смесей и приводит к тому, что свойства одного и того же минерала колеблются, причем иногда значительно. Так, например, сульфид свинца — минерал сфалерит прозрачен и бесцветен, имеет алмазный блеск, но при частичном изоморфном замещении цинка железом (изомор-

физм этот несовершенный, ограниченный) становится сначала коричневым, затем черным, блеск его меняется от алмазного до полуметаллического, прозрачность исчезает. Другой пример — полный ряд минералов от колумбита $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Nb}_2\text{O}_6$ до танталита $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Ta}_2\text{O}_6$. Из-за разницы в атомных массах (у ниобия 92,9, у тантала 180,9) плотность в этом непрерывном ряду изоморфных смесей меняется от 5,2 до 8,2 параллельно возрастает твердость, меняются и все другие свойства. Пользуясь специальной диаграммой, по плотности можно легко и быстро определить содержание тантала в минералах этого ряда, в то время как по внешним признакам они неразличимы. Танталовые руды более ценны, чем ниобиевые, а экспрессный метод определения плотности минерала (например, методом С. А. Горжевской и Е. А. Ерофеевой — по скорости оседания зерна в трубке с растительным маслом) дает возможность сделать первичную разбраковку зон оруденения без дорогого и длительного химического анализа. Таких примеров аддитивности свойств и их использования можно привести много. Чаще всего мы ощущаем это явление в окраске минералов — чем больше в нем хромофоров, тем интенсивнее цвет минерала.

В приведенных примерах свойства минералов менялись прямо пропорционально с количеством изоморфной примеси. Однако аддитивность свойств изоморфных смесей не всегда прямолинейна. Это объясняется тем, что явления изоморфизма не простая замена одних атомов другими в некоторых узлах пространственной решетки минерала. Они сопровождаются изменением характера и силы химической связи, смещениями атомов и другими, большими или малыми перестройками структуры.

ОКРАСКА (ЦВЕТ)

Окраска минералов бывает самой разнообразной. Одни минералы всегда имеют только один характерный для них цвет (зеленый малахит, синий азурит, золотистый аурипигмент), другие — разную окраску, иногда меняющуюся по секторам и зонам роста кристалла (многоцветные турмалины, бериллы и др.). Разнообразие и красота окраски минералов — одно из чудесных явлений природы.

В истории изучения природы окраски минералов выделяют три периода. Первый из них связан с качественными наблюдениями и систематикой. Кульминационным выражением этого периода явилась монография А. Е. Ферсмана «Цвета минералов» (1936), в которой было предложено различать три типа окраски — идиохроматическую (обусловлена составом и структурой минерала), аллохроматическую (вызвана изоморфными

примесями или вростками цветных минералов — примесей), псевдохроматическую, или ложную. Эта систематика и термины прочно вошли в отечественную литературу, но, во-первых, они, как оказалось, не полностью характеризуют все причины окрасок, пришлось вводить дополнительные термины; во-вторых, в зарубежной научной литературе, откуда взял свои названия А. Е. Ферсман, они имеют другой смысл; в-третьих, в учебниках А. Г. Бетехтина, Е. К. Лазаренко и другой литературе искажен смысл, вкладывавшийся А. Е. Ферсманом в термин «аллохроматическая окраска». Все эти разнотолкования порождают путаницу и побудили отказаться от этих терминов в этом учебнике. Во второй период шло активное изучение и интерпретация кривых спектрального поглощения минералов с целью выявить спектры поглощения, типичные для данного атома — красителя в данном валентном состоянии (Г. П. Барсанов, С. М. Грум-Гржимайло, Н. М. Меланхолин, К. Пшибрама, Н. Е. Яковлева и др.). Третий период связан с переходом от этих исследований к детальному выяснению физики явления (Л. В. Бершов, В. М. Винокуров, А. С. Марфушин, А. Н. Платонов и др.).

По современным научным определениям цвет — это свойство тела вызывать у человека определенное зрительное ощущение в соответствии со спектральным составом отражаемого или пропускаемого (испускаемого) телом излучения. Таким образом, ощущение цвета — это сложное психо-физиологическое явление, в котором физическое начало — характер светопоглощения минерала, действительно, есть только начало явления. Например, самородное золото по своим оптическим свойствам должно быть оранжево-красным, а из-за неодинаковой чувствительности человеческого глаза к разным лучам света, оно кажется нам желтым. Кроме того, при сильном снижении интенсивности излучения (пропускания) света кристаллом также искажается восприятие цвета глазом — мы издавна описываем его особыми понятиями — бурый, каштановый, коричневый, шоколадный, оливковый (говоря проще — в сумраке различать цвета трудно). Точно также зависит восприятие цвета глазом от степени измельченности минерала: в порошковатых массах за счет рассеивания света и снижения его интенсивности цвет минерала приобретает иные оттенки, кстати, эта особенность является хорошим диагностическим свойством минералов — их цвет в зернах (в образце горной породы), в кристаллах обязательно сравнивают с цветом в порошке (цвет черты на шероховатой фарфоровой пластинке), диагностическими являются расхождения в цвете, например, у гематита кристаллы железочерные, а черта вишнево-красная. Наконец, факторами физиологического восприятия цвета являются цветовая адаптация (падение чувствительности) глаза при длительном или сильном

воздействии на него света, а также эффект цветового контраста (соприкасающиеся разноцветные зерна кажутся глазу различающимися сильнее, чем когда они воспринимаются порознь). Все эти особенности физиологии восприятия человеком цвета привели к тому, что для объективного определения цвета веществ (и минералов) дается при помощи измерительных приборов количественная характеристика трех его атрибутов — тональности (цветового тона, вульгарно — цвета), насыщенности, светлости. Эти значения наносят в системе координат x, y, z на специальные диаграммы, на которых дана условная разметка полей по той или иной принятой системе оценки цвета. Сейчас наиболее употребителен треугольник цветности Международной комиссии по освещению (МКО). Кратко охарактеризуем только физическую сущность взаимодействия света с минералом.

Не используя сложных терминов, удобно и просто разделить окраску минералов по физике явления на два типа — собственную и чужую, в каждом из них имеются свои разновидности. Собственная окраска обусловлена особенностями конституции минерала — его химическим составом и структурой. Здесь мы выделим, прежде всего, окраску, вызываемую характером светопоглощения, это наиболее распространенная разновидность собственной окраски минералов. Редкие разновидности собственных окрасок — вызванные интерференционными и дифракционными явлениями.

Чужие окраски просты по своей природе. Они вызываются вростками пигментирующих частиц (т. е. других — цветных минералов), цветными пленками разной природы и некоторыми другими причинами, не связанными с особенностями химической конституции минерала.

Итак, выделим следующие типы окрасок:

1) собственные (вызванные особенностями светопоглощения);

2) чужие (вростки в минерале пигментирующих частиц и цветные пленки на минерале).

1. *Светопоглощение* происходит за счет переходов электронов в кристаллической постройке минерала из положения, стационарного для данной структуры и характера химической связи атомов в ней, в вакантные, энергетически невыгодные, но все же потенциально возможные позиции за счет поглощения энергии падающего на кристалл света. Обозначим энергию перехода электронов, соответствующую его «перескоку» из стационарного в вакантное положение, как E_p . В различных минералах она колеблется обычно в пределах значений 0,1—6 эВ, а энергия разных лучей света — от 1,8 до 3,2 эВ. Возможны варианты. Рассмотрим лишь некоторые типичные примеры.

А. Если величина E_n больше энергии света, он не может заставить электроны переходить в другие позиции, т.е. свет не взаимодействует с кристаллом, не отдает ему энергии, минерал оказывается прозрачным и бесцветным (так, у алмаза значение $E_n=5,5$ эВ). Если же значения E_n очень малы, как это характерно для самородных металлов ($E_n<0,5$ эВ) с их «электронным газом», осуществляющим химическую связь в них и допускающим легкое перемещение электронов, все лучи света обладают достаточной энергией для выбивания электронов в вакантные позиции, поглощаются все лучи света, минерал становится черным и непрозрачным (свет проходит не глубже 10^{-8} м). Но возбужденные светом электроны мгновенно возвращаются в основное состояние, испуская световые лучи, что проявляется в металлическом блеске минерала. Цветовые оттенки у металлов возникают в случае все-таки некоторой энергетической неравнозначности переходов электронов и потому — поглощении части лучей света. Еще более явно проявляется неравномерное, избирательное поглощение света у минералов-полупроводников, для которых характерны значения E_n в пределах $0,5-2,5-3$ эВ, что отвечает энергии длинноволнового края в спектре белого цвета. Так, из-за несколько более сильного поглощения лучей в длинноволновом краю спектра золото окрашено в дополнительный (желтый) цвет. Такова же природа окраски аурипигмента (желтый), реальгара (оранжевый), прустита (красный).

Б. Наиболее типично проявляется неравномерность поглощения света как причина цветовой окраски у прозрачных минералов-диэлектриков, в составе которых есть химические элементы — хромофоры («красители»). Хромофорами обычно являются ионы переходных химических элементов Периодической системы Д. И. Менделеева (с номера 22 по 29, с 40 по 47, с 58 по 79, с 90 по 105). Наиболее важны из них Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu. Согласно квантовой теории, в свободных атомах этих элементов имеется частично заполненный электронами внутренний уровень с квантовым числом d , причем в пределах этого уровня допустимы свои различные варианты распределения электронов по вакантным позициям, а общая конфигурация орбитали d -электронов сложна. В кристаллических структурах минералов за счет химической связи с соседями форма орбиталей еще более усложняется, в ионах появляются резко отличающиеся по энергетическим характеристикам вакантные позиции (происходит «расщепление» энергетических уровней атомных орбиталей), в результате значения E_n для различных химических элементов и для разных переходов электронов у одного того же хромофора очень колеблются ($2,5-5$ эВ). В зависимости от значения E_n кристаллом поглощаются разные лучи, происходит избирательное светопоглоще-

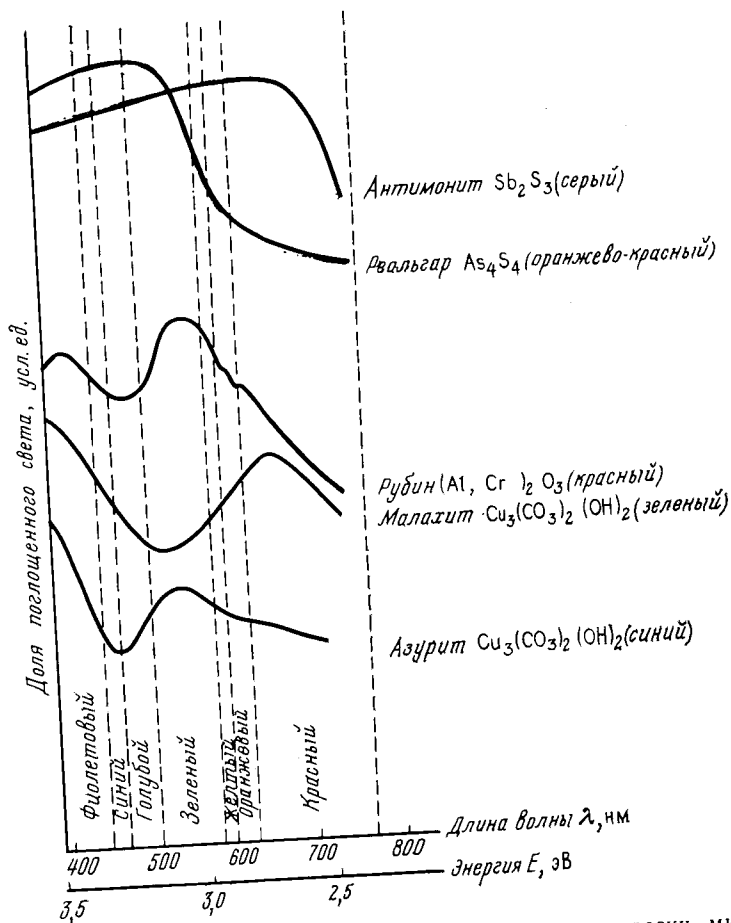


Рис. 47. Примеры оптических спектров поглощения и окраски минералов

ние (рис. 47). Минерал окрашивается в цвет дополнительный к поглощенному. Показательно, что один и тот же хромофор, например ион Cr^{3+} , в разном окружении (т. е. в разной структурной позиции и в соседстве с разными атомами) имеет энергетически разные вакансии для перехода электронов, а потому обуславливает поглощение разных лучей и вызывает различную окраску: у корунда Al_2O_3 с примесью хрома в позициях алюминия она рубиновая, у берилла $Be_3Al_2(Si_6O_{18})$ с хромом также в позициях алюминия она изумрудная. Однако не все ионы хромофоров могут вызывать окраску: ионы, не имеющие неспаренных электронов (V^{5+} , Cr^{6+} , Cu^{1+} , Ce^{4+} и т. д.), не могут

быть непосредственной причиной окраски содержащих их минералов. Здесь вступают в силу другие явления.

В. Минерал шестивалентного хрома крокоит $\text{Pb}(\text{CrO}_4)$ не имеет неспаренных электронов, теоретически все вакантные позиции, казалось бы, заняты, у всех ионов (Cr^{6+} , Pb^{2+} , O^{2-}) все электронные оболочки идеально заполнены. Особенностью структуры минерала является наличие комплексного иона $(\text{CrO}_4)^{2-}$. Расчет энергетических состояний электронов, находящихся на молекулярной орбитали этого комплексного аниона, показывает, что один из электронов может несколько сместиться от хрома в сторону кислорода за счет поглощения энергии, равной как раз энергии синих лучей белого света, сам минерал при этом окрашивается в оранжевый цвет. Это явление называют переносом заряда. Такие же электронные переходы (переносы заряда) служат причиной окраски сапфиров. Это корунд Al_2O_3 с изоморфной примесью железа и титана. Возникновение окраски объясняют так: в минерале в позициях алюминия вместо двух его атомов располагаются катионы (пары $\text{Fe}^{2+} + \text{Ti}^{4+}$). За счет переноса заряда (электрона) от Fe^{2+} к Ti^{4+} происходит поглощение энергии лучей с соответствующей длиной волн и образуется пара $\text{Fe}^{3+} + \text{Ti}^{3+}$, а минерал приобретает свой цвет. Еще один пример переноса заряда дают минералы двухвалентного железа. Так идеально чистый вивинит $\text{Fe}_3^{2+}(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ бесцветен. При переходе $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ за счет поглощения части света появляется синяя окраска. Точно так же бесцветны минералы с Mn^{2+} , их окраска возникает при изменении валентности иона.

Г. Еще одна причина неравномерного светопоглощения некоторых минералов — наличие в их кристаллической решетке так называемых электронно-дырчатых центров окраски. Они являются точечными дефектами структуры. Приведем три классических примера — флюорит, аметист, морион. В искусственном флюорите CaF_2 окраска чаще всего связана со смещениями анионов F^- из обычной для них позиции под действием γ , рентгеновского и радиоактивного излучения, каждая такая позиция превращается в ловушку для электронов, такой центр появления окраски называют F-центром. Сходные и более сложные причины окраски характерны для топазов (табл. 6). Еще одна причина появления центров окраски проявлена в кварце. В синтетическом морионе SiO_2 в позициях кремния в тетраэдрической координации располагаются ионы Al^{3+} , а в синтетическом аметисте — Fe^{3+} . Для компенсации валентностей в «свободные» места кристаллической решетки внедряются катионы щелочного и γ -излучения происходит смещение электрона от $\text{Al}^{3+}(\text{Fe}^{3+})$ к кислороду с поглощением части света, ионы O^{2-} становятся центрами окраски. Возможно, в природных усло-

Т а б л и ц а 6. Центры окраски топазов, по А. Н. Платонову, М. Н. Тарану, В. С. Балицкому

Окраска	Хромофорные центры
<i>Бесхромовые топазы</i>	
Дымчатая (светло-коричневая)	$O^-(SiO_4^{3-})$
Розовая	F-центр (у фтор-топазов)
Красновато-коричневая («винная»)	F-центр + O^-
Желтая (золотистая)	F-центр (у фтор-гидроксил-топазов)
Голубая	R-центр
Зеленая	F-центр + R-центр
<i>Хромсодержащие топазы</i>	
Желтая	$O^- + Cr^{3+}$
Красно-оранжевая, до красной	F-центр + Cr^{3+}
Фиолетовая	Cr^{3+}

Т а б л и ц а 7. Центры окраски железосодержащих бериллов, по А. Н. Платонову, М. Н. Тарану, В. С. Балицкому

Хромофорный центр (в квадратных скобках — координационные числа)	Электронный переход (перенос заряда)	Цветовая разновидность берилла
$Fe^{3+} [4]$	$O^{2-} \rightarrow Fe^{3+}$	Гелиодор
$Fe^{3+} [6]$	$O^{2-} \rightarrow Fe^{3+}$	»
$Fe^{2+} [6]$	Внутри атома	Аквамарин
Пара $Fe^{2+} [4] - Fe^{3+} [6]$	$Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$	Окраски не вызывает
Пара $Fe^{2+} [6] - Fe^{3+} [6]$	$Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$	Аквамарин

П р и м е ч а н и е. Зеленая окраска различных оттенков обусловлена различными комбинациями «гелиодоровых» и «аквамариновых» центров окраски.

виях окраска этих минералов также появилась в результате воздействия на них излучения на протяжении геологической истории их существования.

Итак, окраска минерала, как результата особенностей его светопоглощения, определяется разными явлениями. Она зависит как от общего состава структуры и химических связей минерала, так и от индивидуальной позиции изоморфных примесей в кристаллической решетке. Один и тот же химический элемент может вызывать (прямо или косвенно) разную окраску в зависимости от его структурной позиции и атомов — соседей (табл. 7). Есть еще два фактора, действующие постоянно, но не всегда проявляющиеся заметно. Первый — это зависимость окраски от спектра светового пучка, она особенно ярко

проявилась в минерале хризоберилле BeAl_2O_4 , в его драгоценной разновидности александрите. Он содержит незначительную изоморфную примесь Cr^{3+} в позициях алюминия и характеризуется кривой поглощения с двумя четко ограниченными экстремумами, поэтому при дневном освещении он кажется зеленым, а при свете свечи красным. Другой фактор — анизотропия окраски. Наиболее четко она проявлена в турмалине (триг. с.). Он часто окрашен марганцем и железом в розовый, зеленый, коричневый или черный цвет. Если вырезать из одноцветной части кристалла брусок в виде гексагональной призмы, одинаковый по высоте и толщине, то при разглядывании его на просвет вдоль главной оси L_3 брусочек будет казаться светлее, поперек — темнее, иногда при этом меняются и цветовые оттенки. В кордиерите $\text{Mg}_2\text{Al}_3(\text{AlSi}_5\text{O}_{18})$ (ромб. с.) с примесью Fe цвет разный по всем трем кристаллографическим осям. Он темно-синий, при разглядывании его на просвет вдоль оси z , светло-синий, если глядеть на кристалл вдоль оси x , желтовато-серый при взгляде вдоль оси y . Это явление смены цвета называется плеохроизмом. При изучении минералов в оптическом микроскопе оно заметно почти во всех цветных минералах, кроме минералов кубической сингонии.

2. Рассмотренные примеры окрасок по своей природе являются собственными цветами минералов. Так или иначе они связаны с химизмом и внутренней структурой кристаллов. Однако часто минералы имеют *чужую окраску*, что может быть вызвано, прежде всего, вростками в минерале пигментирующего вещества. Так, красные и кирпично-красные цвета минералов часто обусловлены тонкодисперсными вростками в них гематита Fe_2O_3 и лепидокрокита FeOON , бурые и ржаво-бурые — загрязнением минералов гётитом HFeO_2 . Ложная окраска может быть вызвана кроме того цветными налетами, примазками, побежалостью других минералов. Так, на халькопирите довольно часты налеты и примазки медной зелени (малахита), на борните — ярко-синяя побежалость медного индиго (ковеллина) и т. д. Налеты, выцветы, побежалость обычно образуются при химических изменениях минерала в поверхностных и других условиях. Наконец, на некоторых минералах имеются тонкие поверхностные пленки влаги и других веществ; проходя через нее, отражаясь от кристалла и снова проходя через пленку, свет интерферирует. На гранях кристалла появляются переливы синих радужных цветов. Они типичны для гематита, галенита, стибнита и др.

Цвет минерала очень часто является его специфическим свойством, поэтому он используется при диагностике минералов. Важным приемом при этом служит определение цвета минерала не только в его естественных кристаллах и зернах, но и цвета его порошка — цвета черты, оставленной минералом на

шероховатой (неглазурованной) фарфоровой пластинке. В тонком порошке обычно легче оценить истинную окраску минерала. Часто оказывается, что одинаковые на вид минералы имеют разную черту. Это различие используется как важный прием в диагностике минералов.

ПОЛЯРИЗАЦИЯ И ДВОЙНОЕ ЛУЧЕПРЕЛОМЛЕНИЕ СВЕТА

В прозрачных кристаллах кубической сингонии свет распространяется практически по тем же законам, что и в воздухе, стекле и других некристаллических веществах. Частично он отражается от поверхности кристалла, частично преломляется, об этом подробно рассказано в курсах физики. Напомним, что при распространении света в воздушной или иной некристаллической среде электромагнитные колебания совершаются во всех направлениях перпендикулярно к световому лучу с одной и той же амплитудой. Но в кристаллах с типичным для них анизотропным строением пространственной решетки свет становится поляризованным — единый луч распадается на два луча с разной скоростью распространения света в кристалле, а соответственно — с разными показателями преломления. В результате произойдет двупреломление света. Наиболее просто это явление можно наблюдать на примере водянопрозрачных кристаллов кальцита (исландского шпата) — если положить обломок такого шпата на какое-нибудь изображение, оно раздвоится (рис. 48).

Поскольку сила двупреломления света определяется анизотропией строения кристаллической решетки минерала, во-первых, в разных веществах это свойство проявлено по-разному,

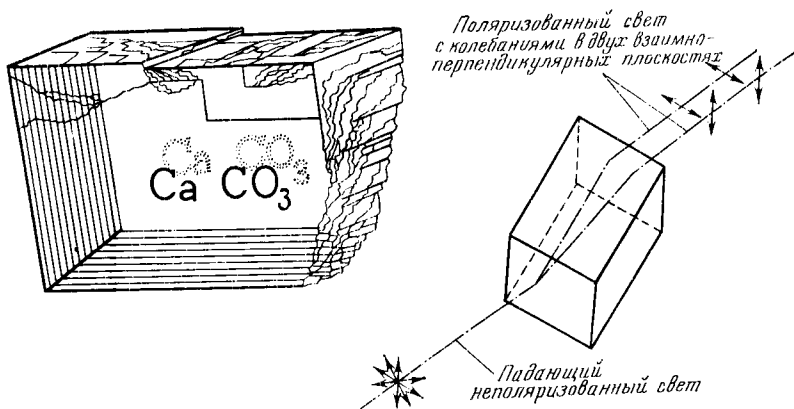


Рис. 48. Поляризация и двойное лучепреломление света в кристалле кальцита

а во-вторых, в одних и тех же кристаллах оно зависит от характера атомного строения, атомного узора плоских сеток, на которую упал свет.

В кристаллах кубической сингонии поляризация и двупреломление света отсутствуют. В каждом кристалле гексагональной, тетрагональной и тригональной сингоний всегда есть одно особое направление — его оптическая ось. Если свет распространяется вдоль этой оптической оси, он не поляризуется и не распадается на два луча. Если свет входит в кристалл перпендикулярно к оптической оси, происходит его наиболее сильное двупреломление. Закономерности поляризации и двупреломления света в кристаллах низших сингоний более сложны.

БЛЕСК

Блеск минералов зависит от разных факторов. Во-первых, это показатель преломления N и величина его отражательной способности R (R — это доля света, отражаемого полированными поверхностями кристаллов или их идеально гладкими гранями). Величина R измеряется в процентах от интенсивности падающего света. Например, у серебра она составляет 94—96 %, у золота — 82—86 %, у пирита — 53—54 %, у сфалерита — 17—19 %. Чем выше отражательная способность (а она, в свою очередь, зависит от химического состава, связей и структуры вещества), тем сильнее блеск минерала на его зеркальных

Т а б л и ц а 8. Классификация блеска минералов (цифры для L_i или N -света) и примеры, по Е. К. Лазаренко

Наименование блеска	Пределы свето-преломления	Пределы отражательной способности, %	Характерные минералы	N	R
Стекланный	1,3—1,9	2—10	Лед	1,309	2
			Флюорит	1,434	3,1
			Кварц	1,544	4,5
			Корунд	1,763	7,8
			Гранаты	1,763—1,895	7,6—9,5
Алмазный	1,9—2,5	10—19	Циркон	1,95	10,2
			Касситерит	2,00	11,7
			Сфалерит	2,37	16,5
			Алмаз	2,419	17,2
Полуметаллический	2,5—3,0	19—25	Колумбит	2,45	17,4
			Киноварь	2,85	23,1
			Гематит	3,00	25,0
Металлический	>3,0	>25	Антимонит	4,046	36,0
			Молибденит	4,7	42,0

поверхностях. В зависимости от соотношения значений N и R блеск может быть металлическим, полуметаллическим, алмазным и стеклянным (табл. 8). Стеклообразный блеск характерен, например, для граней кристаллов кварца, альбита, гранатов, алмазный блеск — для сфалерита, киновари, касситерита, металлический и полуметаллический — для магнетита, галенита, пирита.

Во-вторых, блеск зависит от характера отражающих поверхностей, т. е. от рельефа граней, от шероховатостей на сколах кристаллов, от неровностей зернистых, параллельно-волокнистых, пластинчатых и других минеральных агрегатов, от степени трещиноватости кристаллов. Так, минералы, у которых на ровных гранях блеск стеклянный, могут иметь шелковистый блеск (отлив), характерный для параллельно-волокнистых агрегатов (таков блеск у волокнистого гипса, серпентин-асбеста, плюсового малахита), или перламутровый, характерный для пластинчатых кристаллов с отличной спайностью (часто у гипса, кальцита, десмина, дистена), или жирный (характерен для кристаллов кварца в изломах). Бывают кристаллы и их агрегаты со смолистым, восковым и другими особыми блесками.

Блеск одних и тех же минералов на гранях кристаллов, в их изломе и агрегатах обычно разный. Это надо подмечать и использовать при визуальной диагностике минералов. Например, у гипса блеск на гранях кристаллов стеклянный, но если в кристаллах есть трещины спайности, их блеск перламутровый. В зернистых агрегатах блеск гипса стеклянный или матовый, в волокнистых агрегатах — шелковистый. У серы на гранях блеск алмазный, в изломе — жирный.

ИГРА И ПЕРЕЛИВЫ ЦВЕТА МИНЕРАЛОВ

Некоторые прозрачные и полупрозрачные минералы характеризуются игрой и переливами цвета, идущими словно изнутри кристалла. Ярким примером этого свойства являются игра цвета у бриллиантов — искусно ограненных алмазов, и радужное свечение, идущее из черных кристаллов лабрадорита. Эти явления связаны с некоторыми особенностями дисперсии и интерференции света при прохождении его через минерал.

Дисперсией света называется зависимость показателя преломления вещества от длины волны. Дисперсия резко проявляется при прохождении света через специальные оптические призмы, причем белый падающий пучок света расходится или рассеивается в виде широко радужного веера-спектра. Для видимой части излучения показатель преломления N растет с уменьшением длины волны λ , т. е. наименьшее преломление испытывает красный, наибольшее — фиолетовый луч света. Дисперсия и является причиной наблюдаемого в бриллиантах

«огня»: углы и форма огранки камня рассчитаны так, чтобы после неоднократного преломления и внутреннего отражения красный и фиолетовый лучи разошлись бы наиболее сильно. Мерой дисперсии является разность между показателями преломления красного и фиолетового луча. У рутила она составляет 0,250, у алмаза 0,062, у рубина и сапфира 0,018, у берилла 0,014, топаза 0,014, кварца 0,013 и у флюорита 0,007.

Интерференцией света называется наложение друг на друга параллельных пучков света, в результате которого часть лучей ослабляется (гаснет), часть — усиливается. Окраски, вызванные явлениями интерференции света, установлены у кальцита, гипса, слюды — все они характеризуются совершенной спайностью, и у некоторых полевых шпатов. У первых трех минералов эта окраска видна на хороших бесцветных прозрачных кристаллах в виде типичных радужных колец Ньютона. Чтобы наблюдать эти кольца, в учебных лабораториях по общей физике студенты делают простой опыт: прижимают к стеклу плосковыпуклую линзу, направляют нормально к ней свет. За счет отражения света от пластины и его интерференции на линзе образуются чередующиеся цветные и темные кольца (полосы) равной толщины. Такие же кольца образуются вокруг воздушного зазора в трещинах кальцита, гипса, слюды, придавая им радужную окраску. Ширина колец, их число, цвет зависят от толщины зазора. Сложнее проходит интерференция света в некоторых полевых шпатах — в олигоклазе, лабрадоре и ортоклазе. Кристаллы олигоклаза, например, состоят из тончайших (около 100 нм) пластинок, характеризующихся несколько отличным химическим составом и, следовательно, разными показателями преломления. Интерференция отраженных от таких пластинок лучей света приводит к радужному внутреннему сиянию олигоклаза в ярких голубых тонах — *иризации*. Для лабрадора также характерна иризация. Радужные многоцветные переливы благородного опала объясняются интерференцией (по другим авторам — дифракцией) света из-за особого строения опала: он состоит из мельчайших (150—300 нм) глобулей SiO_2 с водой в межглобульном пространстве. Сходную природу имеет привычное для нас явление — свечение и переливы цветами радуги перисто-кучевых и перисто-слоистых облаков, сквозь которые просвечивает солнце.

ЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ

Цвет, двойное лучепреломление и поляризация света, блеск минерала связаны с явлениями взаимодействия с ним лучей видимой части спектра электромагнитных колебаний. *Люминесценцией* называется способность кристаллов светиться под влиянием разного рода излучений за пределами длин волн ви-

димого света. В зависимости от вида излучения, используемого для возбуждения, различают фотолюминесценцию (возбуждение ультрафиолетовыми лучами), рентгенолюминесценцию (возбуждение рентгеновскими лучами), катодолюминесценцию (возбуждение потоком электронов), электролюминесценцию (возбуждение электрическим полем), термолюминесценцию (возбуждение нагреванием), триболюминесценцию (возбуждение упругими колебаниями, ударом) и т. д.

Наиболее просто люминесценция минералов наблюдается в ультрафиолетовых лучах в темноте. Нелюминесцирующие минералы остаются черными, у других появляется свечение разного цвета и интенсивности. Иногда свечение продолжается некоторое время в полной темноте после отключения ультрафиолетовой лампы, этот вид люминесценции — послесвечение, называется *фосфоресценцией*. Принцип появления люминесценции тот же, что и появление окраски в видимых лучах. Возбудителями люминесценции (люминофорами) чаще всего являются ионы переходных элементов — Mn^{2+} , Cr^{3+} , TR^{2+} , TR^{3+} , комплексные катионы $(UO_2)^{2+}$, точечные дефекты типа O_2^- , центры перехода (рекомбинации), переносы заряда и т. д.

Известны минералы с фиолетовым, синим, голубым, зеленым, желтым, оранжевым, красным свечением в ультрафиолетовых лучах. Иногда разное по силе и цвету свечение наблюдается в пределах одного кристалла. Цвет и интенсивность свечения одного и того же минерала тоже бывают различными в зависимости от его состава и особенностей структуры. Для некоторых минералов люминесценция является важным диагностическим признаком. По яркому голубому или желтому свечению легко определяется алмаз (на этом основан способ его выявления в массе дробленной руды на ленте транспортера в обогащательных фабриках). По синему и желтому свечению легко отличается рудный минерал вольфрама шеелит, от кальцита и кварца (у кальцита чаще всего бывает розовое свечение, кварц не люминесцирует), по красному свечению рубин отличаются от его имитаций и т. д.

ПЛОТНОСТЬ

Плотность минералов меняется от 0,8—0,9 (у природных кристаллических углеводов) до 22,7 г/см³ (у осмистого иридия). Условные группы и примеры значений плотности минералов (г/см³) даны ниже:

Легкие (менее 2,9)

Парафин 0,8
Лед 0,9
Кертисит 1,2
Улексит 1,9

Сера 2,0
Опал 2,1
Графит 2,1
Натролит 2,1
Гипс 2,3

Полевые шпаты 2,5—2,7
 Берилл 2,6—2,9
 Кальцит 2,7
 Кварц 2,7

Тяжелые (2,9—6,0)

Доломит 2,9
 Мусковит 2,8—3,1
 Биотит 2,8—3,2
 Турмалин 3,0—3,3
 Роговая обманка 3,0—3,4
 Апатит 3,1—3,2
 Флюорит 3,1
 Оливин 3,2—4,3
 Диопсид 3,2—3,3
 Алмаз 3,5
 Топаз 3,5
 Сфалерит 3,9—4,1
 Корунд 4,0
 Шпинель 3,6—4,0
 Сидерит 3,9—4,1

Халькопирит 4,1—4,3
 Барит 4,5
 Пирротин 4,6
 Ильменит 4,7
 Пирит 5,0
 Магнетит 5,2
 Гематит 5,3

Очень тяжелые (более 6,0)

Колумбит-танталит 5,2—8,2
 Шеелит 5,9—6,1
 Куприт 6,1
 Касситерит 6,8—7,1
 Вольфрамит 7,0—7,5
 Галенит 7,4—7,6
 Киноварь 8,1
 Медь 8,9
 Серебро 10,5
 Золото 15,0—19,3
 Платина 14—19
 Осмистый иридий 19,3—22,7

Плотность возрастает с ростом компактности кристаллической структуры вещества, увеличением атомного номера, т. е. массы слагающих минерал химических элементов, уменьшением их радиусов. Полиморфные вещества с разной степенью компактности их структуры имеют разную плотность (у графита — 2,2, у алмаза — 3,5 г/см³). Минералы переменного химического состава всегда имеют непостоянную плотность, она меняется по принципу аддитивности свойств изоморфных смесей. Наоборот, по плотности можно судить о составе минералов — членов изоморфного ряда.

МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

К числу механических свойств кристаллов относится их твердость, спайность, излом, отдельность, упругость, сжимаемость, пластичность, хрупкость, ковкость и т. д.

Твердость. Под твердостью подразумевают сопротивление, оказываемое кристаллом царапающему, сверлящему, шлифующему или давящему предмету. На преодоление этого сопротивления должна быть затрачена определенная работа, которая может быть принята за меру твердости. Твердость, определенная методом царапания, сверления, шлифования, вдавливания, всегда несколько различна.

Для определения твердости методом вдавливания измеряют под микроскопом глубину отпечатка, который оставляет на грани кристалла стандартная по размеру алмазная пирамидка под действием стандартного груза. Зная глубину лунки и величину нагрузки, легко рассчитать значение твердости. Твердость природных кристаллов колеблется от $24 \cdot 10^6$ Па = 24 МПа

(талик) до $100\,600 \cdot 10^6$ Па = 100,6 ГПа (алмаз). Твердость зависит от типа химической связи веществ. У минералов с металлической связью она меньше, с ковалентной — больше. Твердость прямо определяется степенью плотности структуры, ретикулярной плотностью грани. В изоструктурных минералах она возрастает с уменьшением радиусов и увеличением заряда ионов, слагающих кристалл.

Для практических целей быстрой диагностики минералов их твердость определяют методом царапания с помощью простых эталонов твердости. До сих пор с этой целью используется десять эталонов по старинной шкале, предложенной Ф. Моосом в 1824 г. В этой шкале каждый последующий минерал своим острым концом царапает предыдущий эталон (справа даны значения их твердости вдавливания, в МПа):

1. Тальк $Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2$	—24	6. Микроклин $K(AlSi_3O_8)$	—7 950
2. Гипс $Ca(SO_4) \cdot 2H_2O$	—36	7. Кварц SiO_2	—11 200
3. Кальцит $CaCO_3$	—1090	8. Топаз $Al_2(SiO_4)F_2$	—14 270
4. Флюорит CaF_2	—1890	9. Корунд Al_2O_3	—20 600
5. Апатит $Ca_5(PO_4)_3F$	—5360	10. Алмаз C	—100 600

Иногда приходится ориентироваться на подручные «эталон», хотя они и неточны — ноготь (тв. 2,5), стекло (тв. 5), нож (тв. 5,5). На результатах определения твердости сказывается характер царапаемой поверхности, степень хрупкости минералов и другие факторы. Поэтому при определении твердости минерала надо всегда испытывать свежую поверхность минерала. Начинать лучше всего со стекла, сначала им поцарапать минерал, затем наоборот. В полевой работе геолога перочинный нож, стекло и ноготь — главные «эталон».

Из общего закона анизотропии свойств кристаллов следует, что грани различных простых форм должны иметь разную твердость.

Наиболее резко анизотропия твердости проявлена у кианита, он еще так и называется — дистен-двусильный (греч.). Твердость на грани пинакоида (100), если ее царапать поперек, равна 7, вдоль — 4,5 (рис. 49).

Спайность — это способность кристаллов раскалываться параллельно определенным плоским сеткам пространственной решетки с образованием блестящих поверхностей скола. Раскол проходит между теми плоскими сетками, между которыми действуют наиболее слабые силы связи. Такие плоские сетки обычно наиболее густо заселены атомами, но отстоят друг от друга на большем расстоянии (рис. 50).

Спайность относится к наиболее характерным диагностическим признакам минералов. Лучше всего она проявляется и наиболее удобна для изучения в больших кристаллах. Обычно для спайности определяется степень совершенства и простая

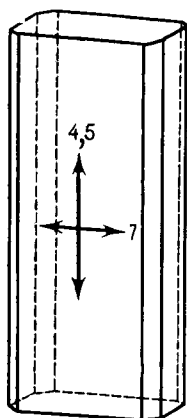


Рис. 49. Анизотропия твердости кристаллов кианита

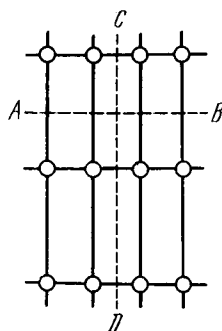


Рис. 50. Кристалл легче разбивается по AB , чем по CD

форма, по которой кристалл раскалывается. Надо научиться отличать плоскости спайности от граней, на последних всегда есть микрорельеф роста и растворения кристалла.

Качество спайности определяется по следующей условной шкале: 1) спайность весьма совершенная (минерал легко раскалывается или расщепляется на тонкие пластинки или листы; примеры — слюда, тальк, гипс); 2) спайность совершенная (кристаллы колются на более толстые пластинки, бруски с ровными поверхностями; примеры — кальцит, галенит); 3) спайность средняя (поверхность скола не всегда ровная и блестящая; примеры — флюорит, полевошпат); 4) спайность плохая, или несовершенная.

В зависимости от простой кристаллографической формы кристалл может раскалываться по одному, двум, трем и более направлениям (рис. 51). При спайности по пинакoidу кристалл колется по одному направлению, по ромбической или тетрагональной призме — по двум направлениям, по гексагональной призме — по трем, по ромбоэдру и кубу — тоже по трем направлениям, по октаэдру — по четырем, по ромбододекаэдру — по шести направлениям. Но это не значит, что при ударе кристалл раскалывается на идеальные многогранники. В зависимости от удара поверхность скола и форма осколков может быть разной.

При первом изучении минерала и когда нет его больших кристаллов нередко приходится ограничиваться неполными наблюдениями, отмечая лишь, есть или нет спайность, каково ее качество, как она проходит (вдоль или поперек кристалла), каков угол спайных выколов. Но и эти отрывочные наблюдения важны при диагностике минералов.

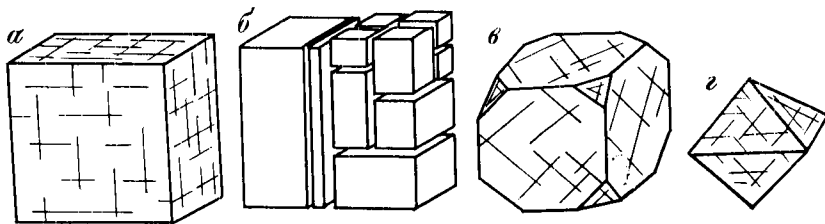


Рис. 51. Спайность в разных кристаллах

Спайность в галите (а, б) проходит по кубу, кристалл раскалывается по трем взаимно перпендикулярным плоскостям, во флюорите (в, г) — по октаэдру, трещины спайности образуют характерный узор

Часто в кристаллах спайность проходит по граням не одной, а двух и более кристаллографических форм. Степень совершенства спайности по ним всегда различна. Например, полевые шпаты раскалываются по двум разным пинакоидам, на одних плоскостях блеск сильный, поверхности ровные, на других — блеск слабый, поверхности менее совершенные.

В тех направлениях, где нет спайности, кристаллы раскалываются по сложным поверхностям. Их называют *изломами*. Различают ровный, ступенчатый, неровный, занозистый, крючковатый и раковистый изломы. Вид излома иногда является характерной особенностью некоторых минералов (раковистый излом у кварца, например), что помогает в их диагностике.

Отдельность — это расколы кристаллов по плоскостям их физической (фазовой) неоднородности. Плоскостями отдельности могут быть плоскости срастания двойников, поверхности зон и секторов роста кристаллов, плоскости мельчайших включений других минералов. В отличие от спайности отдельность проявляется по всему кристаллу, расколы в случае отдельности более грубые и четкие. Для ряда минералов грубые разрывы по отдельности являются характерным диагностическим признаком, такова, например, отдельность в кристаллах корунда Al_2O_3 . Она проходит по ромбоэдру и пинакoiду и обусловлена мельчайшими пластинчатыми включениями слюды (мусковита) и других минералов.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА

По магнитным свойствам выделяют магнитные, слабомагнитные и немагнитные минералы. Первые притягиваются простым, т. е. постоянным магнитом. Таких минералов лишь несколько, это магнетит, пирротин, самородное железо, тетраферроплатина, изоферроплатина, железистая платина, некоторые разновидности ильменита, причем кристаллы и зерна магнетита, пирротина, изредка — ильменита сами по себе являются природными

постоянными магнитами, имеющими силу и полярность настоящего магнита. К слабомагнитным относят те минералы, которые не притягиваются простым магнитом, но приобретают магнитность под действием электрического поля. Таковы, например, разные железистые силикаты, оксиды и гидроксиды железа, ильменит FeTiO_3 , железистый сфалерит. Немагнитны большинство минералов — полевые шпаты, кальцит, кварц и др. Это разделение минералов на три группы удобно в практической работе геолога, используется при обогащении и переработке руд, но, конечно, оно условно, так как определяются уровнем техники изготовления магнитов и электромагнитов и произвольно принимаемыми граничными значениями магнитных свойств минералов в этих трех группах.

Степень магнитности минерала измеряется величиной его удельной магнитной восприимчивости κ (каппа), ее размерность $\text{см}^3/\text{г}$. Значение κ у слабомагнитных минералов определяется взвешиванием в магнитном поле проб известного объема и массы. Для сильномагнитных минералов используют другие, более сложные методы. Значения κ минералов находятся в пределах приблизительно от $+1,0$ до $-0,5 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$. За граничные для группы слабомагнитных минералов приняты значения κ около $+n \cdot 10^{-4}$ и $n \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$. Приведем значения κ по минералам трех групп:

Сильно магнитные (ферромагнитные)

Магнетит $0,15-1,02$

Пирротин $1 \cdot 10^{-4}$

Рутил $0,7-4,8 \cdot 10^{-6}$

Пирит $0,2-0,7 \cdot 10^{-6}$

Немагнитные (диамагнитные)

Слабо магнитные (парамагнитные)

Ильменит $15-1000 \cdot 10^{-6}$

Альмандин $50-150 \cdot 10^{-6}$

Диопсид $12-13 \cdot 10^{-6}$

Биотит $30-76 \cdot 10^{-6}$

Сфалерит (—) $0,68-18 \cdot 10^{-6}$

Касситерит (—) $0,29-2,25 \cdot 10^{-6}$

Флюорит (—) $0,36 \cdot 10^{-6}$

Барит (—) $0,28 \cdot 10^{-6}$

Кварц (—) $0,46 \cdot 10^{-6}$

Кальцит (—) $0,38 \cdot 10^{-6}$

Значения во второй группе достаточно условны: степень намагничивания, а значит и κ зависят от напряжения электромагнитного поля во время опыта. Так κ для альмандина в поле $80 \cdot 10^3 \text{ А/м}$ составляет $80-150 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$, а в магнитном поле $80 \cdot 10^4 \text{ А/м}$ — $54-137 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$. В третьей группе значения κ минералов бывают отрицательными, минерал слабо, но выталкивается магнитным полем. Некоторые минералы (ильменит, сфалерит и др.) имеют при разном составе сильно различающиеся магнитные свойства и могут попадать в разные группы.

Физическая сущность явления заключается в том, что каждый электрон, вращаясь вокруг своей оси, создает вокруг себя магнитное поле силой в один магнетон Бора ($0,927 \times 10^{-23} \text{ Дж/Тл}$). В зависимости от магнитной структуры (она

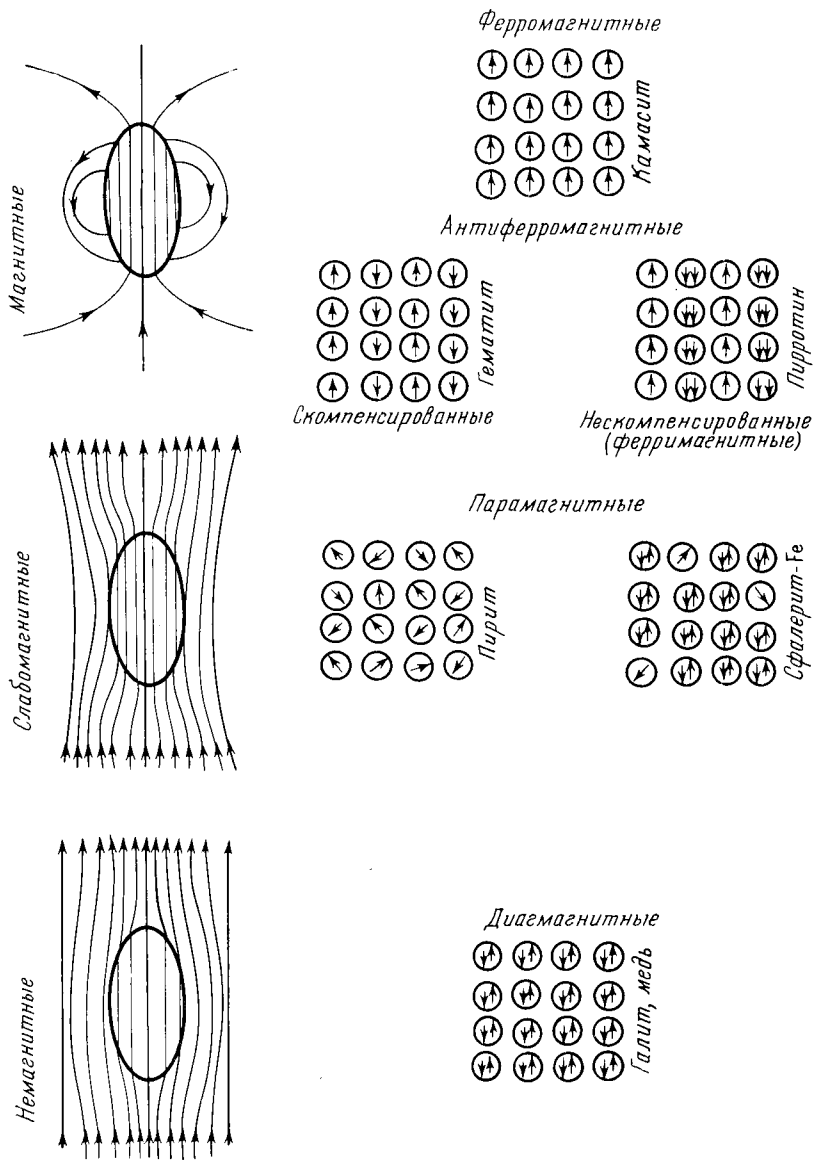


Рис. 52. Схемы магнитных структур минералов

определяется числом неспаренных электронов, их взаимной ориентировкой в пространстве и общим характером химической связи) магнитные моменты атомов либо взаимно компенсируются (полностью или частично), либо этого не происходит; все вещества, в том числе и минералы, делят на этой основе на диамагнитные, парамагнитные, ферромагнитные, антиферромагнитные (скомпенсированные и нескомпенсированные, их еще называют ферримагнитными). Степень намагничивания минералов возрастает от начала этого ряда к концу. Магнетит и пирротин являются нескомпенсированными антиферромагнитными (иначе — ферримагнитными) веществами. Схемы их магнитных структур даны, по Д. П. Григорьеву, на рис. 52. На них элементарные магнитные заряды обозначены кружками с векторами. В магнетите за счет трехвалентного железа всегда имеются неспаренные электроны, их векторы ориентированы на схемах в одну сторону, отражая тот факт, что эти элементарные магнитные заряды не скомпенсированы, минерал является природным магнитом.

Сравните со схемой структуры гематита: в ней все векторы взаимно скомпенсированы, гематит не обнаруживает полярной намагниченности и, следовательно, не может быть природным магнитом.

Как любое свойство, магнетизм проявляется в пределах одного кристалла анизотропно. У магнетита, например, наибольшее намагничивание наблюдается вдоль осей симметрии L_3 , их называют магнитными осями кристалла. В одном кристалле магнетита четыре магнитные оси — по числу L_3 . У пирротина одна магнитная ось, перпендикулярная таблитчатости его кристаллов.

Кристаллы магнетита и пирротина имеют доменное строение: в пределах одного кристалла или зерна выделяется масса мельчайших (от 10^{-5} до 10^{-3} см) участков с разными векторами намагниченности. Векторы соседних доменов обычно компенсируют друг друга, но эта структура может быть и нескомпенсированной.

Магнитные свойства магнетита, как и других изоморфных смесей, зависят от химического состава минерала. Чем больше в магнетите алюминия и титана, занимающих структурные позиции Fe^{3+} , тем слабее его магнитные свойства.

И, наконец, еще одна особенность магнитных свойств проявляется в зернистых агрегатах и рудах. Под действием магнитного поля Земли в течение геологического времени в них иногда происходит параллельная или близкая к этому ориентировка векторов намагниченности отдельных зерен. Кусок руды превращается в природный магнит, он имеет свои полюса. Если при определении физических свойств руды, как вы думаете, магнетитовой, она не притягивает минерал, будьте внимательны.

мательны: образец магнетитовой руды может с одного своего края притягивать магнитную стрелку, а с другого — отталкивать.

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Электропроводность. В большинстве своем минералы являются плохими проводниками электричества, исключение составляют самородные металлы — золото, медь, серебро и другие, сульфиды, некоторые оксиды (магнетит) и графит, удельное сопротивление которых менее $10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$.

Ряд минералов обладает одновременно электронной и ионной проводимостью электричества. Таковы в первую очередь марказит, пирит, халькопирит, борнит, сфалерит и другие сульфиды металлов. В поверхностных зонах руд, смоченных грунтовыми и другими подземными водами, на контактах зерен сульфидов возникают микрогальванические элементы. Измерения эдс показывают, что сульфиды можно выстроить по отношению к водороду в такой же ряд напряжений, как и металлы, например для раствора KCl этот ряд следующий (по Г. Б. Свешникову): марказит $+0,55$, пирит $+0,45$, халькопирит $+0,40$, арсенопирит $+0,35$, бронит $+0,30$, пирротин $+0,25$, галенит $+0,20$, молибденит $+0,15$, сфалерит $+0,10$. Возникновение эдс возбуждает протекание по контактам зерен различных химических реакций.

На использовании электрических свойств минералов основаны различные методы электроразведки месторождений полезных ископаемых — методы сопротивлений, естественного электрического поля, заряженного тела, вызванной поляризации и др.

Сегнетоэлектричество. Сегнетоэлектриками являются минералы с полярными направлениями в их кристаллах. При растяжении-сжатии кристаллов-диэлектриков вдоль полярной оси возникает эдс (прямой эффект), если же к концам полярной оси приложить переменное электрическое поле, кристалл начнет сжиматься и расширяться вдоль полярной оси (обратный эффект). Известно более 1200 веществ-пьезоэлектриков. Наиболее сильно этот эффект проявлен в кварце, а из искусственных веществ — в сегнетовой соли $\text{NaKC}_4\text{H}_4\text{O}_6 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, титанате бария BaTiO_3 .

Пирозэлектричество также возникает в кристаллах-диэлектриках с полярными направлениями. При нагревании (или охлаждении) разные концы этих полярных направлений получают разноименные электрические заряды. Примером такого минерала является турмалин (ось L_3 в нем — полярная ось).

Электрические оси в сегнетоэлектриках совпадают с полярными направлениями в их кристаллах (рис. 53).

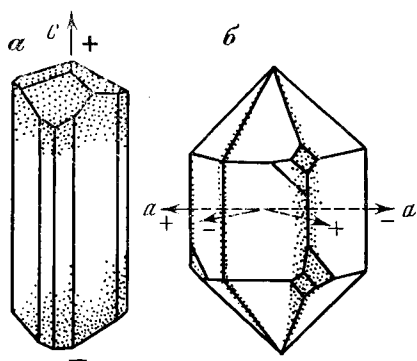


Рис. 53. Проявление пьезо- и пиро-эффекта в кристаллах с полярными направлениями:

a — типичный пироэлектрик турмалина, *b* — типичный пьезоэлектрик кварц

Контрольные вопросы

1. Чем обусловлена и в чем заключается анизотропия свойств у кристаллов кварца и турмалина?
2. Как меняются свойства изоморфных смесей?
3. Какова роль хромофоров в окраске минералов?
4. Каковы типичные примеры анизотропии в окраске минералов?
5. Каковы примеры окраски, вызванной электронно-дырочными центрами?
6. Как соотносятся значения твердости вдавливания и твердости царапания минералов?
7. Чем спайность отличается от излома и отдельности?
8. Каковы главные типы магнитных структур минералов?
9. Что такое ряд напряжений сульфидов?

Глава 6

ГЕНЕЗИС МИНЕРАЛОВ

ПОНЯТИЕ О ГЕНЕЗИСЕ МИНЕРАЛОВ И ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ

Генезис (от греч. *genesis*) означает происхождение, возникновение, процесс образования. Например, в биологических науках генезис почв — это происхождение и процесс образования почв. Аналогично, и мы будем понимать под генезисом минерала его происхождение, возникновение, процесс его образования. Более конкретно и предметно: в понятие генезиса минералов мы включаем как моменты *предыстории*, создающей в зависимости от геологической обстановки те или иные условия для кристаллизации минералов, так и саму *историю их жизни* — зарождение, рост, существование. Рассматривая генезис минералов с позиций диалектики природы, нельзя остановиться и исключить из *истории жизни* следующий этап эволюции вещества — измене-

ния минералов и их разрушение. В. Д. Никитин под генезисом минералов понимает совокупность явлений, обусловленных геологической обстановкой, физико-химическими особенностями среды минералообразования и течением реакций, приводящих к образованию вещества минералов, но, кроме того, и такие явления образования минералов, как их зарождение, рост и последующие изменения. Именно такие явления были объединены Д. П. Григорьевым в начале 60-х годов под общим названием «онтогенения минералов». Он справедливо подчеркивает, что онтогенения — это сущность генезиса минералов, сущность явления.

Генетическая минералогия изучает генезис минералов в полном объеме этого понятия, начиная с геологических факторов и физико-химических параметров образования минералов, исследуя процессы зарождения кристаллов, их роста и существования и кончая явлениями их разрушения. Генетическая минералогия — один из самостоятельных и важнейших разделов современной минералогии. Она оформилась после основополагающих работ В. И. Вернадского, рассматривавшего минералогию, как естественно-историческую науку. В. И. Вернадский писал: «Я положил в основу широкое изучение минералогических процессов земной коры, обращая особое внимание на процесс, а не только на исследование продукта процесса (минерала), на динамическое изучение процессов, а не только на статическое изучение их продуктов». Ученик В. И. Вернадского П. П. Пилипенко в 1915 г. образно сказал: «Минералы рождаются, живут, борются и погибают побежденные. Их место занимают победители, чтобы подвергнуться той же участи. Идет непрерывный обмен веществ». Сам термин «генетическая минералогия» был введен в науку в 1912 г. другим учеником В. И. Вернадского — А. Е. Ферсманом. Он создал стройную теорию образования минеральных месторождений особого типа — пегматитов, показав в ней генетическую минералогию в полном ее объеме — от рассмотрения геологических и физико-химических условий минералообразования до деталей роста кристаллов. В этом же объеме шло развитие генетической минералогии в специальных трудах Н. М. Федоровского, В. Ф. Барабанова, Е. К. Лазаренко, П. П. Пилипенко, Н. А. Смольянинова, П. В. Калинина, С. М. Курбатова. Такой же широкой наукой предстает она в учебниках генетической минералогии Е. К. Лазаренко, В. Ф. Барабанова и Е. А. Станкесова, правда в последнем мало внимания уделено важнейшей составной части генезиса минералов — их онтогенции.

Итак, генетическая минералогия выясняет условия, закономерности, процессы, приводящие к образованию минералов и их месторождений. Отсюда объектами исследования генетической минералогии являются как сами минералы, так и мине-

ральные месторождения. *Минеральное месторождение* — это определенное геологическое тело или единая группа геологических тел, характеризующихся закономерным минеральным составом и некоторыми специфическими процессами своего образования. В пределах месторождения каждый минерал может встречаться в виде разрозненной вкрапленности в горных породах и рудах, может образовывать в них систему гнезд, линз, прожилков, может встречаться в виде сплошных жил и залежей разной формы. Характер распределения минерала в месторождении, набор минералов-спутников и последовательность их кристаллизации определяются условиями образования месторождения.

Термин «минеральное месторождение» введен в 1911 г. В. Линдгреном и с тех пор прочно вошел в литературу. Он используется в публикациях В. Линдгрена (1913, 1933—1935), В. Эммонса (1918), Г. Шнейдерхёна (1921), А. М. Бэтмана (1949), Д. Риджа (1972) и других; с 1966 г. в ФРГ издается специальный научный журнал *Mineralium Deposita* — «Минеральное месторождение». Часть минеральных месторождений имеет промышленную ценность. Их называют месторождениями полезных ископаемых. По определению А. М. Бэтмана (1949), — это промышленные минеральные месторождения. Они подразделяются на рудные месторождения и месторождения нерудных полезных ископаемых (пьезосырьё, драгоценные камни, плавиковый шпат, слюда и т. п.).

Объекты разнообразны и цели генетических исследований в минералогии, как видно, широки, естественно поэтому оформились разные направления этих исследований, порой, к сожалению, сильно обособленные друг от друга. Назовем главные из них: 1) выявление геологических закономерностей образования минералов; 2) физико-химические (теоретические и экспериментальные) работы по определению условий минералообразования; 3) выяснение источников вещества; 4) термобарометрия и установление химической природы сред минералообразования; 5) изучение онтогении минералов; 6) лабораторное моделирование природных процессов роста кристаллов.

СРЕДЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

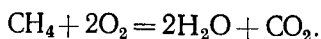
Физико-химические среды образования минералов и роста их кристаллов таковы: магма, водный жидкий раствор, газ, гетерогенные системы газ—жидкость, коллоидные растворы, твердые (кристаллические и аморфные) среды.

Магма по своей физико-химической сущности является не простым расплавом (таковы, например, вода по отношению ко льду, расплавленный сахар по отношению к кристаллическому сахару; в них состав жидкости полностью отвечает составу

кристалла). Магма — это особый раствор, как говорят, раствор-расплав. Гранитная магма по составу не точно тождественна гранитам, магма, из которой кристаллизуются минералы габбро, имеет несколько иной, чем у габбро состав и т. д. Магматический расплав — это силикатный (а потому вязкий и существующий только при высоких температурах) раствор, в нем в растворителе существуют подобно водным растворам анионы и катионы, простые и комплексные, а также анионные, так называемые, сиботаксические группы. По представлениям Н. В. Белова (1953, 1959), в магме имеются, например, такие сиботаксические группы: $(\text{Si}_2\text{O}_7)^{2-}$, $n(\text{SiO}_3)^{2n-}$, $(\text{Si}_6\text{O}_{18})^{6-}$, $n(\text{Si}_4\text{O}_{11})^{5n-}$, $(\text{MgO}_6)^{10-}$, $(\text{CaO}_6)^{10-}$, $(\text{AlO}_4)^{5-}$, $(\text{SiO}_4)^{4-}$. Это как бы готовые остовы для кристаллизации, «сборки структур» силикатов. Кроме них в магме имеются H, S, Cl, F, C, форма их нахождения неясна, а также Na, K и др. Путем кристаллизации из магмы образуются главные породообразующие минералы магматических горных пород и некоторые руды в них (хромовые, железные, титановые и др.).

Водные жидкие растворы образуются за счет эндогенных и экзогенных процессов, первые называют гидротермальными, вторые — поверхностными (вадозными) растворами.

Имеется несколько источников H_2O в гидротермальных растворах. Во-первых, это застывающие магматические очаги. При кристаллизации магмы от нее постепенно отделяются летучие вещества. Мигрируя во вмещающие породы, они конденсируются с образованием жидких минерализованных водных растворов. Во-вторых, H_2O и CO_2 выделяются в глубинных зонах земной коры за счет реакций дегидратации и декарбонатизации глин, мергелей, кварцевых известняков и других осадочных горных пород при процессах их регионального метаморфизма. В-третьих, в известной мере гипотетическим источником являются процессы дегазации мантии, выделение из нее углеводородов и их окисление при подъеме во все более верхние горизонты земной коры с образованием H_2O и CO_2 . Реакции описываются следующей схемой:



Они идут с выделением тепла, сопровождаются разогревом флюидов и мощным прогревом окружающих горных пород. Еще один источник — поверхностные воды. Исследования показали, что они могут мигрировать вниз до глубин 500 м и более, постепенно разогреваясь и минерализуясь за счет извлечения веществ из горных пород на их пути.

Источники веществ, растворенных в H_2O гидротермальных растворов, также различны. Часть растворенных компонентов выносятся вместе с H_2O из магматических очагов, из дегазирующей мантии, из пород, подвергающихся процессам

Т а б л и ц а 9. Примеры возможных форм переноса металлов в гидротермальных растворах, по А. В. Зотову и др.

Химический элемент	Форма переноса (комплексные ионы)	Условия
Медь	$(\text{CuCl}_2)^-$ $(\text{Cu}(\text{HS})_2)^-$	Слабокислые и нейтральные растворы, относительно высокие температуры Щелочные растворы, относительно менее высокие температуры
Молибден	$(\text{NaHMoO}_4)^\circ$ $(\text{KHM oO}_4)^\circ$ $(\text{HMoO}_4)^-$	Растворы с повышенной щелочностью, температура менее 450 °С Нейтральные среды, температура более 450 °С
Золото	$(\text{Au}(\text{HS})_2)^-$ $(\text{AuCl}_2)^-$	При температуре 350—450 °С
Серебро	$(\text{AgCl}_2)^-$ $(\text{Ag}(\text{HS})_2)^-$	При температуре более 200—250 °С При температуре менее 250 °С

метаморфизма. Часть компонентов извлекается растворами из горных пород на путях миграции растворов. Главной формой переноса веществ гидротермальными растворами являются комплексные ионы (табл. 9). Примеры минеральных месторождений, образовавшихся из гидротермальных растворов, многочисленны, назовем лишь промышленные руды разных сульфидов — пирита FeS_2 , халькопирита CuFeS_2 , галенита PbS .

Поверхностные водные растворы — это, во-первых, грунтовые, карстовые, почвенные воды, из них кристаллизуются, например, карбонаты — кальцит и арагонит в виде сталактитов и других образований в карстовых пещерах. Во-вторых, это озерные, морские, лагунные воды. Кристаллизуясь из них, образуются, например, залежи каменной соли, гипса, некоторых разновидностей известняков.

Газ, как среда кристаллизации, в минералообразующих процессах относительно редок. Из вулканических газов кристаллизуются оксид железа, гематит Fe_2O_3 , нашатырь NH_4Cl и некоторые другие минералы. Также из газов нередко растут кристаллы льда.

Граничные значения давления и температуры, при которых идет природное минералообразование из газа, можно оценить по диаграммам фазовых равновесий, H_2O , CO_2 и их смесей. Например, на диаграмме для H_2O видно, что поле газа ничтожно мало; в природных (геологических) пределах значений t и P H_2O является жидкостью или находится в надкритическом (флюидном) состоянии, это и не газ и не жидкость. Ориентировочные пределы гидротермальных, газовых (пневматолитовых) и надкритических (флюидных) систем показаны на спе-

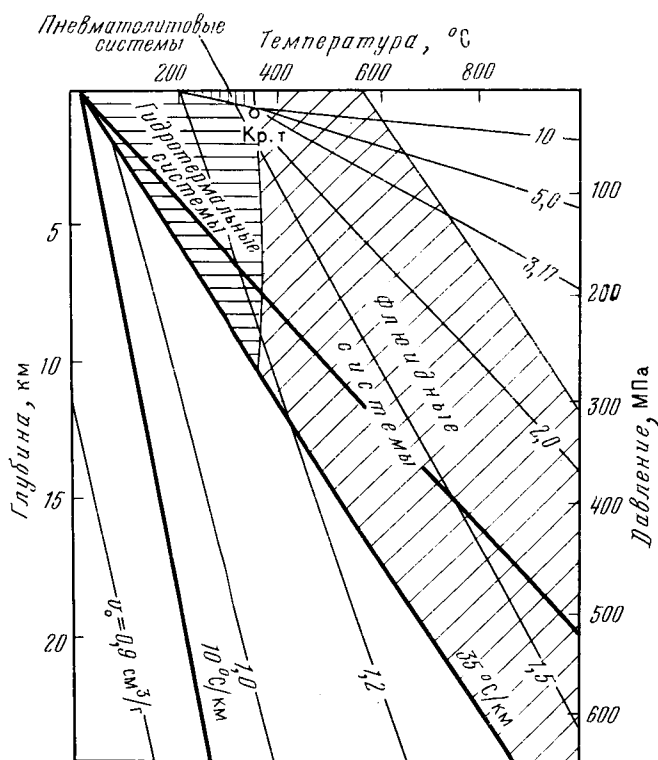


Рис. 54. Приблизительные границы гидротермальных, пневматолитовых и надкритических состояний H_2O в геологических условиях.

V_0 — изохоры, $^{\circ}C/км$ — изотермы, Кр. т. — критическая точка воды

циальной схеме (рис. 54), на ней изменение температуры с глубиной соответствует геотермобаре $35^{\circ}C/км$. Растворение разных веществ в H_2O в принципе не меняет диаграмму. На фазовых диаграммах состояний CO_2 поле газа намного меньше, чем у H_2O , так как критические значения t и P у CO_2 меньше, чем у H_2O .

Гетерогенные системы (газ—вода, газ—водный раствор) образуются в особых случаях. Наиболее очевидны причины их образования в областях современной вулканической деятельности при просачивании по системам трещин вверх горячих водных растворов (термальных вод). Достигая некоторого уровня по отношению к дневной поверхности, они переходят то пороговое значение давления, после которого за счет дальнейшего подъема раствора и падения внешнего давления, начинается испарение самого раствора и выделение из него растворенных

в воде газов — CO_2 и др. Также дегазируют воды минеральных источников.

Коллоидные растворы являются средой для образования минералов в придонных илах и других осадках водных бассейнов и во время их син- и диагенеза. Так возникают различные глинистые минералы, гидроксиды алюминия и железа, часто для них характерно оолитовое строение их агрегатов. Факты несомненного образования минералов за счет раскристаллизации коллоидов в горячих водных растворах отмечаются реже: таковы случаи выпадения гелей кремниевого состава в термальных водах в областях современного вулканизма и факты их раскристаллизации с образованием опала. Роль коллоидов в земной коре и место их в процессах минералообразования всесторонне освещены в работах Ф. В. Чухрова. Исследования Л. М. Лебедева (1965—1985) показали, что коллоиды несомненно участвуют в образовании минералов. Он установил, что при современных гидротермальных процессах в областях вулканической деятельности в виде гелей отлагаются аморфные массы, за счет раскристаллизации которых возникают, например, некоторые минералы — сульфиды мышьяка, сурьмы, цинка, меди, железа.

Твердые среды образования минералов могут быть аморфными и кристаллическими. Для первых примером служит раскристаллизация вулканического стекла. Для вторых возможны три типа явлений. Во-первых, это полиморфные превращения веществ: переход алмаза в графит, высокотемпературного кварца в низкотемпературный, арагонита (CaCO_3 ромб. с.) в кальцит (CaCO_3 триг. с.) и т. п. Так возникают псевдоморфозы одной полиморфной модификации по другой, их называют параморфозами. Во-вторых, это распад твердых растворов на смесь фаз, в-третьих — метамиктный распад радиоактивных минералов на смесь фаз под действием собственного α -излучения.

ПРИЧИНЫ И СПОСОБЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Причины образования минералов в разных средах могут быть, очевидно, следующими: переохлаждение расплавов, пересыщение растворов, переохлаждение газов, изменение температуры и давления, α -излучение. Добавим к ним электрохимические явления и жизнедеятельность организмов. Однако все эти причины являются в сущности разными формами реализации одного и того же фактора кристаллизации — некоторого порогового пересыщения, обеспечивающего зарождение и последующий рост кристаллов.

Способом образования минералов назовем процесс заполнения их кристаллами того объема, который занят

ими в минеральном месторождении. Так выделим свободную кристаллизацию минералов, метасоматоз и перекристаллизацию. Примеры свободного роста просты — это рост порфировых вкрапленников полевых шпатов и других минералов в эффузивах, рост горного хрусталя в друзах, хотя здесь свободно растут только не соприкасающиеся части кристаллов. Примерами метасоматического образования минералов являются псевдоморфозы, и выросшие в твердой зернистой массе минералов футляровидные кристаллы берилла и апатита, пойкилобласты. Но эти примеры лишь частные случаи метасоматоза. Этот термин впервые употреблен К. Ф. Науманном в середине XIX в. для описания одной из разновидностей псевдоморфоз. Сущность явления метасоматоза полно раскрыта В. Линдгреном (1933), как процесс практически одновременного капиллярного растворения и отложения, с помощью которого новый минерал, имеющий частично или полностью иной химический состав, может расти в теле исходного минерала или минерального агрегата. Н. И. Наковник указал (1949), что метасоматические замещения происходят не только через капилляры и пленочные растворы, но и сквозь кристаллическую решетку за счет диффузии через нее ионов. *Метасоматоз* — мощное геологическое явление, приводящее к формированию разнообразных по минеральному составу метасоматитов (т. е. горных пород метасоматического происхождения) и руд. Его химическая сторона изучена и освещена в работах В. Линдгрена, Д. С. Коржинского, Н. И. Наковника, Ю. В. Казицына и др. Простейшим примером метасоматита и руды в нем является грейзен. Это кварц-слюдяной агрегат, образовавшийся на месте гранита под действием на него раствора глубинного происхождения за счет химических реакций такого типа:



Одновременно в грейзены привносится олово, кристаллизующееся в воде оксида — минерала касситерита SnO_2 . Грейзены с касситеритом являются рудой на олово.

Перекристаллизация — это повторная кристаллизация новых кристаллов за счет старых. Она может происходить с укрупнением зерна и с уменьшением (рекристаллизация), без изменения химического состава и с изменением (как правило, при перекристаллизации минералы освобождаются от химических примесей). Перекристаллизация может осуществляться в газообразном, жидком, твердом состояниях. Перекристаллизация минералов широко распространена при диагенезе и метаморфизме горных пород. Как частный пример перекристаллизации можно рассматривать полиморфные превращения минералов.

ТИПЫ МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Минеральные месторождения — условное понятие. Минералы образуются в определенной обстановке, непрерывно или с перерывами, совместно с другими минералами или порознь, что объективно зависит от разных факторов. Так же условны границы минеральных месторождений — они проводятся по некоторому произвольно принимаемому пороговому содержанию каких-либо характерных минералов (или полезных компонентов — для промышленных минеральных месторождений). В соответствии с условностью самого понятия можно предложить разные принципы классификации минеральных месторождений — по генезису, форме минеральных тел, масштабам минерализации, одноактности или многоактности процессов, связи их с единым геологическим явлением или с разными, в том числе разорванными во времени геологическими процессами.

Наиболее продуктивны классификации, выполненные на генетической основе, но и эта основа может быть разной — по физико-химическому характеру среды, способам и химической обстановке минералообразования, по связи с различными геологическими процессами, по источникам вещества и т. д. Это породило появление в геологической литературе множество вариантов классификаций минеральных и в частности — промышленных минеральных месторождений.

Первая генетическая классификация минеральных месторождений, в целом завоевавшая широкое признание, была создана В. Линдгреном в 1906 г., а последний ее вариант — в 1933 г. Для рудных месторождений классификации предлагались В. А. Обручевым (1928), Г. Шнейдерхеном (1958), П. Ниггли (1933), П. М. Татариновым (1955), И. Г. Магакьяном (1961), В. И. Смирновым (1974) и др. Последняя общая классификация минеральных (именно минеральных) месторождений была дана Е. К. Лазаренко (1979).

Принятая в этом учебнике систематика главнейших типов минеральных месторождений приведена в табл. 10. Она не претендует на до конца последовательную и логически развитую классификацию. Смысл ее гораздо проще и утилитарнее: во-первых, связать представления об условиях минералообразования с теми сведениями о геологических процессах, которые были получены студентами в курсе общей геологии; во-вторых, максимально согласовать ее с теми терминами (с тем их смыслом), которые будут даны студентам при прохождении курсов петрографии, полезных ископаемых, литологии. В основу принятой нами систематики положены краткие классификации месторождений полезных ископаемых, по В. И. Смирнову (1974) и П. М. Татаринову (1975), но они, с одной стороны, упрощены за счет изъятия из них таких редких или преподаваемых только

Т а б л и ц а 10. Главнейшие генетические типы, серии и группы минеральных месторождений

Типы	Серии	Группы
1. Эндогенные	3. Магматогенные	8. Магматические
		9. Пегматитовые
		10. Скарновые
		11. Гидротермальные
2. Экзогенные	4. Метаморфогенные	12. Эксгальационные
		13. Метаморфические
		14. Метаморфизованные
	5. Гипергенные	15. Вадозные
		16. Криогенные
		17. Сублимационные
		18. Зон выветривания и окисления
	6. Седиментогенные	19. Инфильтрационные
		20. Механические
		21. Хемогенные
		22. Биогенные
	7. Диагенетические	23. Собственно диагенетические
		24. Гидротермально-осадочные

на старших курсах месторождений, как карбонатитовые, альбититовые и т. п., с другой стороны, они дополнены и изменены: учтено наличие эксгальационных (фумарольных) месторождений, коры выветривания отнесены к гипергенным месторождениям, среди последних выделены также вадозные, сублимационные и криогенные месторождения, наконец, в систематику включены как самостоятельные ее подразделения диагенетические и биогенные месторождения.

Предложенная в табл. 10 систематика минеральных месторождений при всех ее недостатках обладает двумя достоинствами: 1) в основу ее положен генетический принцип; 2) при достаточной полноте она не слишком сложна и легко запоминается. Дальнейшее совершенствование систематики минеральных месторождений должно идти по пути создания параллельных независимых классификаций, в основе каждой из которых лежит только один классификационный признак, подобно тому как для явления изоморфизма было дано четыре независимые классификации (см. табл. 1), совокупность которых дает относительно полную картину этого явления. Для множества сложных объектов не может быть одной, исчерпывающей все классификации. Их создание — дело будущего.

МАГМАТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К магматическим минеральным месторождениям относятся прежде всеми сами магматические горные породы как естественные, закономерно образовавшиеся, скопления минералов. При остывании магмы минералы выделяются из нее в последовательности, определяемой физико-химическими законами кристаллизации многофазных расплавов сложного состава. Их кристаллизация в глубинных условиях происходит при температурах около 1300—700 °С, а излившихся лав — при 1200—1000 °С. Состав образующейся горной породы зависит от исходного химического состава магмы, в первую очередь от содержания в ней SiO_2 , но в целом при магматическом минералообразовании возникает сравнительно небольшое число главных минералов, что определяется некоторым однообразием состава магм — это около десяти силикатов (оливин, пироксен, роговая обманка, мусковит, биотит, микроклин, ортоклаз, плагиоклазы, нефелин и др.) и кварц (табл. 11).

Кристаллы минералов, образующихся первыми, растут в магме в свободных условиях и часто обладают поэтому совершенной огранкой. Кристаллы силикатов имеют плотность, близкую к плотности расплава, он к тому же вязкий, поэтому кристаллы находятся во взвешенном состоянии, а если оседают, то очень медленно. При росте в текущей магме они ориентируются в струях течения, подчиняясь обычным законам механики движущейся жидкости, это ориентированное расположение кристаллов бывает хорошо заметным (рис. 55). Однако в некоторых магмах на ранних стадиях их кристаллизации выпадают такие высокоплотные минералы, как оксиды хрома и железа (хромит и др.), самородные платиноиды и т. п. Под действием силы тяжести они могут оседать и накапливаться в придонных частях магматических очагов, образуя здесь рудные залежи, их так и называют гравитационными скоплениями руд.

По мере раскристаллизации магмы остается все меньше возможностей свободного роста кристаллов. Более поздние минералы выделяются из нее в виде полуограненных и непра-

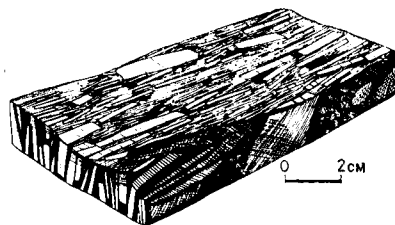


Рис. 55. Текстуры течения в интрузивных горных породах.

Кристаллы полевых шпатов и других минералов располагаются по движению расплава

Т а б л и ц а 11. Минералы магматических горных пород

Ряды пород	Классы пород	Содержание SiO_2 , % (ориентировочно)	Минералы							Примеры горных пород
			кварц	калевый шпат	плагиоклаз	нефелин	амфиболы, слюды	пироксен	оливин	
Щелочно-земельный	Ультраосновные	40	—	—	—	—	+	+	+	Оливинит, дунит, перидотит, пироксенит, кимберлит
	Основные	50	—	—	+	—	+	+	—	Габбро, базальт, диабаз
	Средние	60	—	—	+	—	+	+	—	Диорит, андезит
	Кислые	70	+	+	+	—	+	—	—	Сиенит, трахит
Щелочной	Средние	60	—	+	—	—	+	—	—	Гранит, риолит, кварцевый порфир
	Основные	50	—	+	+	+	+	+	—	Щелочной сиенит, щелочной трахит
	Ультраосновные	40	—	—	—	+	+	+	—	Нефелиновый сиенит, фонолит
										Ийолит, мельтейгит, нефелинит

вильных зерен, заполняющих промежутки между более ранними минералами. Так постепенно формируется главный объем горной породы, а в ходе ее образования в остающихся порциях еще не застывшей магмы, как говорят, в остаточных расплавах может постепенно значительно возрасти концентрация некоторых летучих (H_2O , CO_2 , F_2 , Cl_2 и др.) и некоторых малых компонентов: Cr, Fe, Ti, Ni в магмах ультраосновного и основного составов; Nb, Ta, Sn в магмах кислого состава; Zr, P, TR в щелочных магмах. За их счет образуются позднемагматические руды разного минерального состава. Вокруг них окружающие (вмещающие их) минералы обычно сильно изменены, замещены различными вторичными продуктами из-за воздействия на них химически активных летучих компонентов остаточного расплава.

Итак, в процессе кристаллизации магм можно выделить раннемагматический, главный и позднемагматический этапы, каждый из них характеризуется своими особенностями образования минералов и их ассоциациями. В ранний этап могут формироваться хромовые, платиновые руды в ультраосновных горных породах. В главный этап образуются сами горные породы, они тоже могут иметь практическую ценность. Во-первых, сами магматические горные породы часто используются как строительный камень. Во-вторых, отдельные главные минералы в них являются объектом промышленной разработки, например, нефелин как руда на алюминий. В позднемагматический этап образуются разные руды — хромовые, титановые, танталовые, оловянные и др. К таким же позднемагматическим относятся медно-никелевые руды в платформенных массивах оливинитов, перидотитов и габбро, эти руды формируются здесь в результате особого процесса — ликвации магмы.

Необходимо указать на еще один процесс, иногда широко проявляющийся в магматических горных породах, а именно, на интенсивное их преобразование под действием межзерновых водных растворов — последних конденсатов застывавшего расплава. Эти процессы особенно часто проявлены в ультраосновных горных породах, они выражаются в замещении собственно магматического минерала оливина — силиката магния серпентином и тальком — гидросиликатами магния. В сущности происходит метасоматический процесс изменения остаточными гидротермальными растворами ранних минералов, эти явления называются автометасоматическими, «авто» отражает тот факт, что растворы родились в ходе формирования самой горной породы, подвергающейся метасоматозу.

ПЕГМАТИТЫ

Пегматитами обычно называются жилы крупно- или гигантозернистого строения, сложенные теми же минералами, что и горные породы, с которыми пегматиты связаны по своему происхождению. В природе наиболее распространены гранитные пегматиты, они состоят из полевых шпатов (микроклина, ортоклаза, плагиоклазов), кварца, в качестве второстепенного минерала обычны слюды (мусковит и биотит), т. е. по валовому минеральному составу эти пегматиты соответствуют гранитам. Значительно менее распространены сиенит-пегматиты, нефелин-сиенитовые пегматиты, ийолит-пегматиты, габбро-пегматиты.

Образование пегматитов тесно связано с магматическими процессами, но все они несут на себе явные следы интенсивных постмагматических преобразований. Соотношение и роль этих процессов при образовании пегматитов трактуется по-разному.

Гранитные пегматиты встречаются среди гранитов и других горных пород в виде жил и линз размером от 0,5 до 20 м по мощности и от 10 до 300 м в длину. В качестве самого простого определения можно было бы сказать, что пегматиты — это жилы крупно- и гигантозернистых гранитов. Но это определение неполно, так как состав пегматитов более сложен,

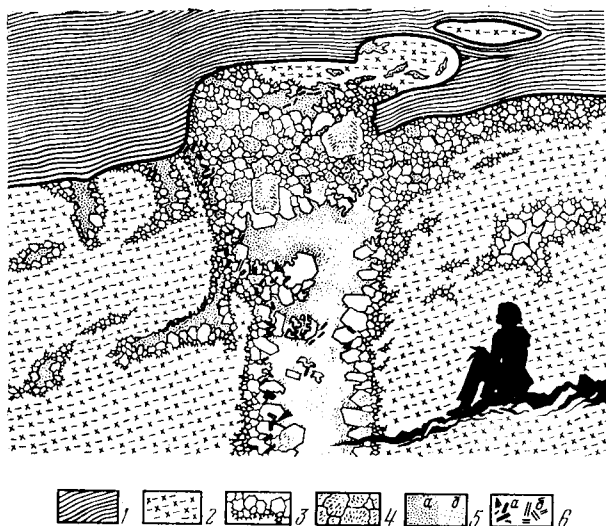


Рис. 56. Форма и внутреннее строение пегматитовых жил гольца Оленьего, Забайкалье (по М. А. Иванову).

1 — метаморфические горные породы; 2 — граниты; 3 — кристаллы полевого шпата чистые; 4 — то же с вросками кварца типа еврейского камня; 5 — выделения кварца (а — дымчатого, б — молочного); 6 — кристаллы биотита (а) и мусковита (б)

а в пределах жил встречаются средне- и мелкозернистые агрегаты минералов (рис. 56). В этом определении не отражено происхождение пегматитов. Поэтому охарактеризуем более подробно особенности минерального состава и строения пегматитовых жил.

Главными минералами гранитных пегматитов являются полевые шпаты, слагающие от 50 до 70 % объема пегматитовых жил, и кварц, на долю которого приходится от 20 до 40 % объема жил. Обычными второстепенными минералами являются слюды (мусковит и биотит). Для промышленности важно, что в пегматитах встречаются минералы — концентраторы бора, фосфора, урана, редких земель, тория, лития, бериллия, цезия, тантала и других редких химических элементов.

Характерно, что в гранитных пегматитах микроклин, ортоклаз и кварц нередко образуют друг с другом особые сростания: это пластинчатые, веретенообразные, клиновидные и изгибающиеся вrostки кварца в едином блоке микроклина (рис. 57). Внешне они иногда напоминают древние письма, поэтому весь сросток называется графическим сростанием, или письменным гранитом, или еврейским (по форме «букв») камнем. Узор сростаний полностью подобен тем, которые образуются в металлургических процессах при одновременной (эвтектической) кристаллизации двух металлов из их совместного расплава. По представлениям А. Е. Ферсмана, микроклин (ортоклаз) и кварц в таких сростаниях также образовались при их одновременной кристаллизации из магмы. По физико-хими-

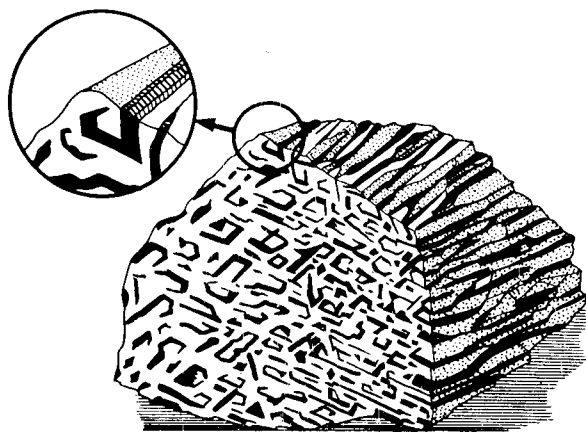


Рис. 57. Графические сростания кварца и микроклина, боковые поверхности кварца несут индукционную штриховку (она трактуется как результат совместного роста этих двух минералов)

ческим диаграммам температура кристаллизации оценена в 990 ± 20 °С. Такие срастания столь характерны для пегматитов, что именно по ним эти горные породы получили свое название: термин «пегматит» (от греч. крепкая связь) впервые был предложен в 1822 г. Р. Гаюи для обозначения графических срастаний ортоклаза и кварца.

Пегматиты, как отмечалось, являются разнотермическими горными породами и в разных участках своих жил имеют разный состав. Наиболее крупные выделения минералов характерны для внутренних зон блокового строения. Здесь кристаллы (блоки) полевых шпатов могут достигать площади до $1,5 \times 3$ м, в таких зонах обнаружены гигантские пластины слюды (мусковита) площадью до $2,5$ м² и кристаллы берилла массой до 15 т, кристаллы сподумена более 12 м в длину.

Пегматиты образуются на глубине, возможно, где-то около 6—8 км. Происхождение их спорно. По представлениям А. Е. Ферсмана, они являются продуктами кристаллизации остаточных порций застывающего гранитного расплава, отжатого из магматического очага в трещины в окружающих его горных породах. Этот расплав как последняя часть кристаллизующейся магмы относительно обогащен легколетучими (H_2O , HF , HCl , B_2O_3 , CO_2 и др.) и другими компонентами (Li, Be, Ta, Nb, Cs и др.). Его кристаллизация начинается при 900 — 800 °С. Главная масса минералов — полевые шпаты, кварц — образуется при температурах 800 — 600 °С в позднемагматический этап, после чего минералы кристаллизуются из газовых, газожидких и жидких растворов.

Иные представления предложены А. Н. Заварицким и развиты и дополнены В. Д. Никитиным и С. А. Руденко. Они основаны на очевидных фактах частого беспорядочного внутреннего строения пегматитовых жил, мощного проявления в них процессов перекристаллизации минералов, обычности образования одних минералов за счет резорбции, химического замещения других. По представлениям А. Е. Ферсмана, эти явления не главные, они соответствуют позднему преобразованию пород магматического генезиса. А по представлениям В. Д. Никитина, пегматиты образуются не за счет прямой магматической кристаллизации, а как раз за счет поздней перекристаллизации жил особого мелкозернистого гранита — аплита, мелкозернистых полевошпатовых жил, даек гранита и мощной их переработки под действием горячих водных растворов глубинного происхождения.

По особенностям минерального состава выделяют несколько типов гранитных пегматитов (табл. 12). Наиболее важными являются керамические (и слюдяные), топазо-берилловые и альбит-сподуменовые пегматиты. Первые разрабатываются для извлечения полевых шпатов (сырье для керамической промыш-

Т а б л и ц а 12. Характерные особенности минерального состава гранитных пегматитов

Главные минералы	Некоторые минералогические и геохимические типы	Специфические минералы	Полезные (разрабатываемые) компоненты
Кварц, микроклин (ортоклаз), плагиоклаз, слюды	Слюдяные и керамические (калиево-боровые) пегматиты	Мусковит Турмалин (шерл) Уранинит Монацит Апатит Алланит Топаз Берилл Морион Турмалин (шерл) Альбит Сподумен Лепидолит Турмалин (рубеллит) Танталит	Слюда (мусковит) Полевые шпаты Пьезосырьё (кварц) Драгоценные камни (топаз, берилл) Ниобий Тантал Цезий
	Кварц-берилло-топазовые (фторо-бериллиевые) пегматиты		
	Альбит-сподуменовые (натриево-литиевые) пегматиты		

ленности) и мусковита, из вторых добывают пьезокварц и драгоценные камни, из третьих извлекают руды редких металлов — цезия, тантала и др.

СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Скарновые месторождения, или скарны, образуются в зонах контакта гранитов с мраморами. Они залегают либо в виде полиминеральных реакционных контактовых кайм разной мощности (от 1—2 см до сотен метров), либо в виде бесформенных залежей и жил, вблизи контакта в граните или в мраморе (рис. 58). Скарны состоят из специфических минералов — силикатов Са, Mg, Al — гранатов, пироксенов, везувиана, эпидота, волластонита и сложного алюмосиликата Na и Са — скаполита (табл. 13). Скарны являются метасоматическими породами. Они образуются на глубине около 3—7 км под действием горячих гидротермальных растворов. Эти растворы поднимаются вдоль контакта из глубинных частей еще кристаллизующего очага гранитной магмы.

Большой вклад в формирование представлений о генезисе скарнов сделан А. Н. Заварицким, П. П. Пилипенко, Н. Ф. Шаховым, Н. А. Смоляниновым. Важнейшее значение имеют работы С. М. Курбатова и Д. С. Коржинского. С. М. Курбатов,

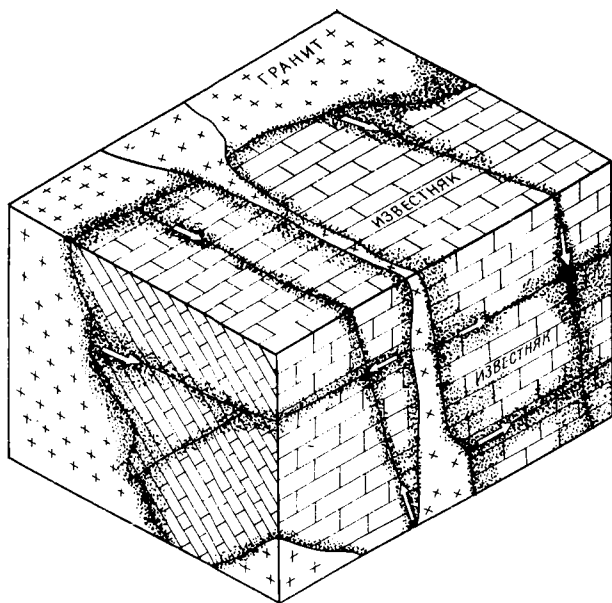


Рис. 58. Схема геологического залегания скарнов (точки).
Стрелками указано движение растворов

изучая скарновые месторождения Хакассии, показал, что в них минералы-силикаты образуются за счет вещества гранитов и известняков в ходе последовательных метасоматических реакций замещения одних минералов другими. Д. С. Коржинский является создателем современной теории скарнообразования. Он назвал этот процесс биметасоматическим и показал, что реакции идут прежде всего за счет встречной диффузии вещества, извлекаемого растворами из гранитов и мраморов (две породы, два начала, отсюда — биметасоматоз). Кальций и магний берутся из мраморов, кремний, алюминий, натрий — из гранитов, они и входят в состав собственно скарновых минералов. Кроме того, Д. С. Коржинский ввел понятие о контактово-инфильтрационных скарнах, они залегают в виде жил. Их образование Д. С. Коржинский объяснял так: «Предположим, что контакт пород, например, известняка и кварцита, пересечен трещиной, по которой поднимается поток послемагматических растворов... Если обе породы достаточно прогреты под воздействием магматического тела, то прошедшие через пласт кварцита растворы при вступлении в известняк начнут его замещать скарновыми минералами. В этом замещении будут

Т а б л и ц а 13. Главные минералы скарновых месторождений

Группы минералов	Минералы	Формулы
Собственно скарновые	Пироксены	
	диопсид	$\text{Ca Mg (Si}_2\text{O}_6\text{)}$
	геденбергит	$\text{Ca Fe (Si}_2\text{O}_6\text{)}$
	Гранаты	
	гроссуляр	$\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
	андрадит	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$
	Эпидот	$\text{Ca}_2(\text{Al, Fe})_3(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$
	Везувиан	$\text{Ca}_{10}\text{Al}_4\text{Mg}_2(\text{SiO}_4)_5(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{OH})_4$
	Волластонит	$\text{Ca}_3(\text{Si}_3\text{O}_9)$
	Скаполиты	$(\text{Ca, Na})_4(\text{Al, Si})_2\text{Si}_2\text{O}_8)_3(\text{Cl, SO}_4)$
	Шпинель	MgAl_2O_4
	Кальцит	CaCO_3
	Кварц	SiO_2
Рудные минералы	Касситерит	SnO_2
	Магнетит	$\text{Fe Fe}_2\text{O}_4$
	Молибденит	MoS_2
	Халькопирит	CuFeS_2
	Пирит	FeS_2
	Арсенопирит	Fe(AsS)
	Галенит	PbS
	Сфалерит	$(\text{Zn, Fe}) \text{S}$
	Пирротин	FeS (прибл.)
	Датолит	$\text{Ca B (SiO}_4\text{)(OH)}$
Нерудное минеральное сырье	Данбуриг	$\text{Ca(B}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{)}$
	Флогопит	$\text{KMg}_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$

участвовать не только кремнезем и другие компоненты, заимствованные из нижележащего пласта кварцита, но и более подвижные компоненты, внесенные из магматического тела, например, магний, железо и пр.».

Скарны часто имеют большое промышленное значение, как вместилище руд железа, олова, свинца, цинка, меди, бериллия, минералов бора, слюды-флогопита и других полезных ископаемых. В этом отношении любопытно само рождение термина скарн — это слово шведских горняков старых времен, означавшее «дрянь, пустая порода»: скарн выбрасывали, а извлекали железную руду.

Метасоматический способ образования скарнов, сложность химизма и многостадийность этого явления обуславливают неправильную форму скарновых залежей и неравномерность их внутреннего строения. В разных учебниках и научных работах их нередко относят к разным генетическим типам месторождений. И действительно, если судить по их геологической позиции — это контактовые или метаморфогенные, по механизму разрастания — это метасоматические, а по природе растворов — гидротермальные месторождения.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Гидротермальные месторождения образуются при отложении минералов из существенно водных или углекисло-водных растворов. Максимальные глубины формирования этих месторождений составляют 5—4,5 км, минимальные отвечают поверхностным условиям.

Морфология месторождений различна и определяется характером трещиноватости и пористости горных пород. Минералы могут заполнять открытые трещины, образуя четко очерченные жилы разного состава и различного внутреннего строения (рис. 59). Их так и называют — жилы заполнения (или секреционные жилы). Если гидротермальные растворы двигались по тончайшим трещинам, отложение минералов из них могло идти только за счет постепенной резорбции (разъедания), замещения окружающих горных масс. Такое замещение называется метасоматозом, а сами жилы — метасоматическими. Обычно они не имеют резких границ и связаны постепенными переходами с вмещающими их горными породами, нередко их состав различен в разных породах (рис. 60). В среднем мощность гидротермальных жил колеблется от 0,1—0,2 до 3—4 м, по простиранию они прослеживаются до 700—800 м, в глубину — до 500 м. Жилы редко бывают одиночными, чаще они группируются в системы жил, сложные по характеру их взаимных пересечений.

Другая форма гидротермальных минеральных месторождений — это метасоматические залежи. Они возникают при просачивании растворов или диффузии вещества через породы и образуются за счет химических реакций между веществом горных пород и растворами. Морфология таких залежей сложная, размеры различные. Наиболее крупные размеры имеют меднорудные гидротермальные метасоматические залежи — в среднем $100 \times 500 \times 300$ м.

Минеральный состав гидротермальных месторождений очень разнообразен, так как слишком различны источники растворов, а значит они могут иметь разный химический состав, характеризоваться разными концентрациями вещества в нем, значениями pH и величинами их окислительно-восстановительного потенциала. В качестве примеров гидротермального минералообразования можно рассматривать аутометасоматические изменения магматических горных пород, процессы поздней перекристаллизации пегматитов, образование скарнов. Как видно, термин в значительной мере неопределен. Можно привести множество других примеров гидротермального по своей сущности минералообразования. Традиционно к собственно гидротермальным условно относят рудоносные жилы и метасоматические залежи, в которых главными минералами являются кварц

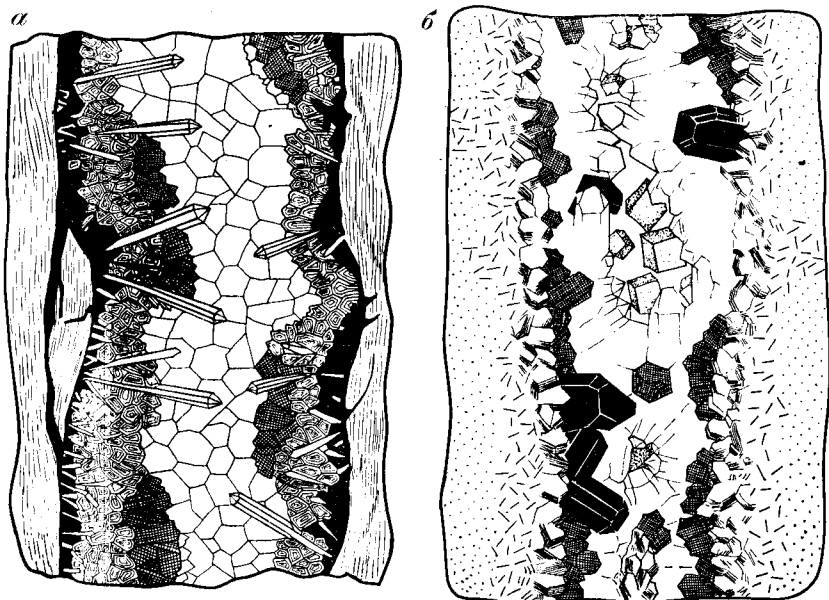


Рис. 59. Внутреннее строение гидротермальных жил:

а — секреторная жила обычно имеет резкие контакты с окружающими горными породами, кристаллы кварца нарастают на стенки трещины и растут внутрь жилы; б — метасоматическая жила образуется за счет постепенного разедания и химического преобразования окружающих горных пород

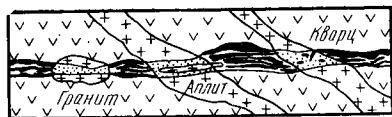


Рис. 60. Зависимость состава метасоматических жил от окружающих горных пород:

В кварцевых жилах месторождения Бьют (США) меднорудные минералы (черное) отлагаются почти всегда в тех частях жил, которые залегают в граните

или кальцит, реже — доломит, сидерит, барит, флюорит, а рудные компоненты — это сульфиды сидерофильных химических элементов (железа, кобальта, никеля, меди, цинка, мышьяка, молибдена, серебра, сурьмы, ртути, свинца, висмута), а также оксиды титана, железа, ниобия, олова, тантала, вольфрама, урана. Их образование связывают с деятельностью восходящих горячих водных растворов, возникающих обычно в связи с процессами остывания и затвердевания магмы. Они образуются на разных глубинах, вот некоторые примеры, по В. И. Синякову (в км):

Т а б л и ц а 14. Примеры рудных гидротермальных месторождений

Связь с магматизмом	Температурные условия	Минеральные месторождения	Характерные нерудные минералы	Полезные ископаемые	Морфология
Плутогенные	Высокотемпературные, 300—500 °С	Грейзеновые	Кварц, мусковит	Sn, Mo, W, Bi, Ta, Nb, самородные	Метасоматические залежи, жилы
		Олово-молибденово-вольфрамовые	Кварц	Sn, Mo, W, Bi	Жилы
Вулканогенные	Среднетемпературные 150—350 °С	Полиметаллические, золотосные	Кварц	Cu, Zn, Pb, Au	То же
		Ураноносные	Кварц, кальцит, доломит	Co, Ni, Ag, Bi, U	»
Телетермальные		Колчеданные	—	Cu, Zn, Pb	Стратиформные залежи
		Свинцово-цинковые	—	Pb, Zn	Стратиформные залежи
		Медистых песчаников	—	Cu	То же
		Сурьмяно-ртутно-мышьяковые	Кварц, кальцит, флюорит	Sb, Hg, As	Жилы
		Флюорито-баритовые	Кварц, кальцит, флюорит, барит	Плавиновый шпат, барит	То же

Вольфрамовые (Восточное Забайкалье)	1,5—2,0
Оловянные (Восточное Забайкалье)	1,0—1,5
Оловянные (Якутия)	1,3—1,5
Оловянные (Южное Приморье)	1,5
Молибденовые (Восточное Забайкалье)	0,5—1,0
Золоторудные (Восточное Забайкалье)	1,0
Сурьмяно-ртутные (Южный Тянь-Шань)	2,0—2,5
Кварц-флюоритовые (Восточное Забайкалье)	0,4—1,0

Некоторое представление о температурах и давлении, при которых формируются гидротермальные месторождения, дают следующие цифры, по В. Б. Наумову, приводимые нами в качестве частных примеров. Для трех вольфрамовых месторождений это 320—360 °С и 170—107 МПа, 360—250 °С и 101—17 МПа, 330—270 °С и 110—52 МПа. Для одного из золоторудных месторождений это 330—270 °С и 180—90 МПа. Для двух свинцово-цинковых месторождений это 270—170 °С и 92—19 МПа, 270—170 °С и 68—20 МПа. Как видно, цифры весьма разнородны.

Условно и чисто ориентировочно гидротермальные рудные месторождения подразделяются обычно на высоко-, средне- и низкотемпературные. Каждый из этих типов месторождений имеет свои особенности минерального состава и рудоносности. Они различаются также по морфологии. Для некоторых месторождений точно устанавливается генетическая связь с глубинными магматическими очагами, для других — с вулканическими. Месторождения первого типа называют плутогенными, второго — вулканогенными. Некоторые месторождения, чаще всего низкотемпературные, расположены вдалеке от участков проявления магматизма, поэтому трудно точно установить, с какими магматическими очагами они генетически связаны, иногда такая связь даже кажется спорной; такие месторождения называют телетермальными. Примеры гидротермальных рудных месторождений даны в табл. 14. Особого пояснения требуют месторождения грейзеновые и стратиформные.

Грейзен — старинное название, данное саксонскими рудокопами зернистой кварцево-слюдяной (мусковитовой) горной породе с касситеритом SnO_2 . Уже тогда было замечено, что она образуется за счет разъедания, резорбции, метасоматического замещения гранитов вокруг оловорудных жил. С этим связан и смысл названия: *greisen* (нем.) — расщепление. Очевидно, подразумевалось, что грейзен образуется за счет разложения гранита. Теперь установлено, что грейзенами, во-первых, сопровождаются наиболее высокотемпературные гидротермальные рудоносные жилы, залегающие среди гранитов, а во-вторых, грейзены могут быть самостоятельными и занимать значительные площади (до 5 км²), иногда почти полностью замещающая крупные участки гранитов.

Грейзены образуются за счет химических реакций между полевыми шпатами гранитов и просачивающимися через них рудоносными водными растворами. Упрощая, эти реакции можно охарактеризовать уравнениями следующего типа:

- 1) плагиоклаз + H^+ + K^+ → мусковит + кварц + Na + Ca^{2+} ;
- 2) микроклин + H^+ → мусковит + кварц + Na^+ + K^+ .

Образование грейзенов происходит при температуре около 600—500 °С. Химизм процесса сложен, поэтому помимо главных минералов — мусковита, кварца, непрореагировавших остатков (реликтов) полевых шпатов — в грейзены входят и многие другие, в том числе рудные, минералы. Часто для этих пород характерно кавернозное строение, стенки каверн нередко выстланы друзами кристаллов кварца и драгоценных камней — топаза, берилла. Практическое значение грейзенов велико. Они являются важной рудой на вольфрам, молибден, висмут, а иногда — источником добычи камней-самоцветов (берилла, топаза, турмалина).

Стратиформные — это такие месторождения, в которых минералы отлагались в межзерновом пространстве осадочных и вулканогенно-осадочных горных породах, а также в виде полойных линз и пропластков в них. Отсюда происходит название: стратиформные, т. е. пластообразные. Условия отложения минералов в этих породах бывают разными.

ЭКСКАЛЯЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Типичным примером минеральных месторождений, образующихся при участии газов, являются фумарольные возгоны (табл. 15). Они представляют собой тонкодисперсные и мелкозернистые корки, налеты, кристаллические агрегаты на стенках трещин в кратерах вулканов и в остывающих лавовых потоках, иногда образуют конусовидные массы, постепенно разрастающиеся вокруг фумарольных струй на поверхности вулканов. В состав возгонов входят различные вещества — сульфаты, хлориды, окисульфаты, оксихлориды, а также гематит Fe_2O_3 , сера, аурипигмент As_2S_3 , сассолин $B(OH)_3$ и др. Промышленные значения имеют лишь скопления серы и сассолина.

Экскаляционные минеральные месторождения образуются при участии газов магматического происхождения, обычно это H_2O , CO_2 , CH_4 или их смеси, а также растворенные в них H_2S , SO_3 , HCl , Cl_2 , F_2 , NH_4Cl и другие газы. Условия такого образования минералов ограничены значениями критических давления и температур. Для H_2O , CO_2 , CH_4 они составляют соответственно $221 \cdot 10^5$ Па = 22,1 МПа и 374,15 °С, 7,4 МПа и 31,05 °С, 4,6 МПа и 82,1 °С. Значит, если учитывать величину литостатического (горного) давления, даже H_2O в виде газа не может существовать на глубине более 400 м и при температуре выше 374,15 °С. При более высоких давлениях и темпе-

Т а б л и ц а 15. Распределение по температурам главных минералов в вулканических возгонах Большого толбачикского трещинного извержения 1975—1976 гг., по Л. П. Вегасовой

Минерал	Формула	Температура поверхности при отборе проб, °С
Гематит	Fe_2O_3	625—50
Афтиталит	$(\text{K}, \text{Na})_3\text{Na}(\text{SO}_4)_2$	625—475
Галит	NaCl	600—375
Сильвин	KCl	600—375
Тенорит	CuO	600—275
Халькокианит	CuSO_4	600—275
Долерофанит	$\text{Cu}_2(\text{SO}_4)\text{O}$	600—275
Пийпит	$\text{K}_2\text{Cu}_2(\text{SO}_4)_2\text{O}$	600—275
Федотовит	$\text{K}_2\text{Cu}_3(\text{SO}_4)_3\text{O}$	600—275
Ключевскит	$\text{K}_7\text{Cu}_7\text{Fe}(\text{SO}_4)_9\text{O}_3$	600—275
Галит	NaCl	525—210
Золото самородное	Au	500—275
Меланоталлит	Cu_2OCl_2	400—210
Толбачит	CuCl_2	400—210
Селлит	MgF_2	400—210
Сульфаты Al, Mg, Ca, Na	—	375—150
Пономаревит	$\text{K}_2\text{Cu}_4\text{OCl}_{10}$	350—250
Хлориды Ca, Mg, Al	—	350—150
Эльпазолит	K_2NaAlF_6	350—50
Флюорит	CaF_2	350—50
Ральстонит	$\text{Na}(\text{Mg}, \text{Al})_2(\text{F}, \text{OH})_6n\text{H}_2\text{O}$	350—50
Нашатырь	NH_4Cl	350—150
Ангидрит	CaSO_4	300—90
Бассанит	$\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$	300—90
Гипс	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	110—10
Опал	$\text{SiO}_2n\text{H}_2\text{O}$	110—10
Молизит	FeCl_3	110—10
Сера ромбическая	S	90—50

ратурах существует или H_2O — жидкость, или H_2O в надкритическом состоянии (это состояние иногда называют флюидным).

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Метаморфические месторождения образуются в процессе метаморфизма горных пород: известняки превращаются в мраморы, песчаники — в кварциты, глинистые породы — в кровельные сланцы, а при высокой степени метаморфизма — в залежи андалузита, кианита и силлиманита, на месте бокситовых отложений возникают наждаки (существенно корундовые мелкозернистые массы). Эти примеры хорошо показывают сущность явления: перекристаллизацию, уплотнение пород, их обезвоживание и декарбонатизацию. Так, в процессах метаморфизма глинистый каолин $\text{Al}_2(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4$ за счет обезвоживания переходит в му-

сковит $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$, затем образуется кианит $\text{Al}_2(\text{SiO}_4)\text{O}$ — безводный минерал. При метаморфизме кварцосодержащих известняков происходит декарбонатизация пород по схеме CaCO_3 (кальцит) + SiO_2 (кварц) = CaSiO_3 (волластонит) + CO_2 .

Метаморфизм происходит либо под действием тепла внедрившихся магматических масс, такой метаморфизм называется *контактовым*, либо под действием температуры и литостатического давления, это *региональный* метаморфизм, либо при глубинных тектонических дислокациях, это *дислокационный* метаморфизм. Типичным продуктом контактового метаморфизма являются роговики. Это плотные мелкозернистые породы (пироксеновые, гранатовые, слюдистые и другие), возникшие за счет прогрева и изменения глинистых сланцев и известняков. Продуктов регионального метаморфизма значительно больше. Это разные зеленокаменные и кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы. Условно выделяют несколько ступеней (зон) метаморфизма, каждой из них отвечают свои ассоциации минералов (табл. 16). Типичными для зеленосланцевой ступени (зоны) являются хлорит и эпидот — водосодержащие силикаты явно зеленого цвета, отсюда и название сланцев — зеленые. Для амфиболитовой ступени характерно образование черной роговой обманки, плагиоклаза, граната (альмандина) и исчезновение хлорита, для гранулитовой типично появление диопсида и исчезновение роговой обманки. При динамометаморфизме происходят те же преобразования, что и при региональном метаморфизме, но масштабы (площади) меньше, степень метаморфизма редко превышает амфиболитовую.

Сами гнейсы, сланцы, мраморы являются ценным строительным материалом. В них, кроме того, бывают такие скопления минералов, которые имеют промышленное значение сами по себе. Например, известны месторождения граната (альмандина), из некоторых (где кристаллы прозрачны) он добывается как самоцвет, из других — как сырье для абразивной промышленности. В кристаллических сланцах бывают повышенные скопления кианита $\text{Al}_2(\text{SiO}_4)\text{O}$, которые являются сырьем для производства огнеупоров. При некоторых сложных и многократных процессах метаморфизма образуются месторождения слюды (флогопита $\text{KMg}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$).

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Метаморфизованные месторождения возникают вследствие метаморфизма месторождений другого генезиса. Так возникли, например, железорудные залежи Криворожья и Курской магнитной аномалии. Это кварциты с гематитом Fe_2O_3 и магнетитом FeFe_2O_4 . Они образовались за счет метаморфизма первично-осадочных месторождений, в которых железо было сосре-

Т а б л и ц а 16. Продукты преобразования главнейших эффузивных и осадоч

Тип преобразования		Эффузивные породы (лавы)	
		кислого состава	основного состава
Эпигенез, метagenез		Лавы с преобразованием стекла в фельзит. Серицит, хлорит	Лавы с преобразованием стекла в хлорит, эпидот
Метаморфизм	Зеленосланцевая фация ($t \sim 150\text{—}500\text{ }^{\circ}\text{C}$ $p = 200\text{—}500\text{ МПа}$)	Серицитовые и хлорито-серицитовые сланцы (с реликтами первичной структуры)	Зеленые сланцы (альбит, хлорит, эпидот, актинолит, серпентин) с реликтами первичной структуры
	Амфиболитовая фация ($t \sim 200\text{—}700\text{ }^{\circ}\text{C}$, $p = 500\text{—}800\text{ МПа}$)	Гнейсы (биотитовые, амфиболовые, пироксеновые и др.)	Амфиболиты (плагиоклазовые, гранатовые, пироксеновые)
	Гранулитовая фация ($t \sim 400\text{—}900\text{ }^{\circ}\text{C}$, $p = 800\text{—}1000\text{ МПа}$)	Кислые гранулиты (кварц, ортоклаз, плагиоклаз, гиперстен, гранат и др.)	Основные гранулиты
	Эклогитовая фация ($t \sim 850\text{—}1000\text{ }^{\circ}\text{C}$, $p > 1000\text{ МПа}$)		Эклогиты (омфациит, гранат)

доточено в разных минералах — гематите, сидерите и в виде гидроксидов. В качестве других примеров можно привести некоторые месторождения марганцевых руд, возникшие за счет метаморфизма осадочных руд, месторождения золота в метаморфизованных конгломератах, месторождения апатита в докембрийских толщах переслаивания сланцев и мраморов, возникшие при метаморфизме осадочных фосфоритонесных пород.

ВАДОЗНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вадозными назовем минеральные месторождения, образовавшиеся из поверхностных (вадозных, метеорных) — грунтовых, почвенных, карстовых вод и при выпадении в осадок солей из этих вод. Из этих вод образуются в основном арагонит, кальцит, опал, изредка — доломит, гидрокарбонаты магния, суль-

ных горных пород в условиях эпигенеза, метагенеза и метаморфизма

Осадочные породы			
Глины	Мергели, граувакки	Карбонатные породы	Кремнистые породы, кварцевые песчаники
Глинистые сланцы, аргиллиты	Глинисто-карбонатные сланцы, изменение цемента в граувакках	Известковые и известково-доломитовые сланцы	Кремнистые сланцы, яшмы, изменение цемента в песчаниках
Филлиты, серицитовые, серицито-хлоритовые и аспидные сланцы	Зеленые и хлорито-карбонатные сланцы	Известковые сланцы с бруситом, периклазом	Кварцево-серицитовые сланцы
Гнейсы, кристаллические сланцы (кианитовые, ставролитовые и др.)	Амфиболиты	Кристаллические сланцы (кальцит-диопсидо-гроссуляровые и др.), мраморы	Кварциты (со слюдой, гранатом)
Кислые гранулиты	Основные гранулиты	Офикальциты (кальцит, форстерит, периклаз, гранат)	Кварциты
	Эклогиты		

фаты магния и кальция, некоторые фосфаты. Они кристаллизуются в пустотах, трещинах, вымоинах, карстовых пещерах в виде землистых масс, корок, натеков разной формы, коллоидных масс, оолитов. В почвах опал образует псевдоморфозы по остаткам растений.

К вадозным месторождениям можно отнести с некоторой долей условности также травертины, скопления сульфатов, гидроксидов железа и другие минеральные отложения горячих и холодных минеральных источников.

КРИОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Криогенными назовем минеральные месторождения, образовавшиеся при отрицательных температурах. Известны, например, случаи роста кристаллов сульфатов во льду в зоне вечной мерз-

лоты. Описано месторождение флюорита, образовавшееся, как предполагают, при отрицательных температурах тоже в зоне вечной мерзлоты, причем кристаллы флюорита, нагреваясь при обычной температуре, расширяются и растрескиваются. Если не считать самого льда, как минерала, случаи криогенной кристаллизации минералов описаны в единичных публикациях, это явление изучено крайне мало.

СУБЛИМАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Сублимационным назовем образование минералов из газа и пара при нормальных давлениях и температуре. Так образуются кристаллы льда на стенах пещер. Также растут кристаллы галита на стенах сухих карстовых полостей в отложениях каменной соли и на стенах подземных горных выработок в соляных шахтах.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОН ВЫВЕТРИВАНИЯ И ОКИСЛЕНИЯ

Выветриванием называют процесс изменения и разрушения минералов и горных пород на поверхности земли под действием физических, химических и биологических агентов. Оно бывает наземным и подводным. Наиболее мощно процессы поверхностного выветривания проходят при сочетании нескольких условий: выровненность суши, тектоническое спокойствие, слабая эрозия, а подводное выветривание достигает наибольшего развития на подводных хребтах при малой скорости осадконакопления (т. е. малой скорости захоронения осадков, способствующей длительному воздействию на них придонных вод). В наземных условиях формируются коры выветривания, плащом покрывающие неизменные породы и уходящие на разную глубину, иногда до 0,5 и даже до 1 км. Наиболее мощные коры выветривания образуются в условиях влажного теплого климата. Длительность их формирования большая, в отдельных случаях до 15—20 млн. лет.

Коры выветривания бывают древними и современными. И в тех и в других интенсивность преобразования первичных горных пород и минералов нарастает снизу, где они только начали изменяться, вверх, где на месте первоначальных пород формируются остаточные минеральные месторождения, в том числе промышленные, состоящие из продуктов полного или почти полного разложения первичного материала. При процессах поверхностного выветривания за счет полного изменения границ и других полевошпатовых горных пород и за счет оливинитов образуются латеритные остаточные месторождения, за счет некоторых ультраосновных пород — остаточные никелевые месторождения, за счет серпентинитов — магниевые месторождения, за счет рудных месторождений образуются зоны окисленных руд. При подводном выветривании (его называют гальми-

ролизом) накопилась, как полагает Н. Н. Верзилин, главная масса глин.

Рассмотрим несколько подробнее строение и минеральный состав латеритных кор выветривания, другие их типы будут охарактеризованы в последующих разделах учебника.

Латеритные коры образуются в условиях гумидного тропического или субтропического климата при выветривании ультраосновных, основных, кислых магматических горных пород, гнейсов и сланцев, аркозовых песчаников. Происходит полное разложение всех первичных минералов, вынос щелочей, щелочноземельных металлов и кремнезема с накоплением в остаточных месторождениях оксидов и гидроксидов алюминия и железа. Собственно латеритами (красноземами) называются остаточные продукты, обогащенные оксидом железа — гематитом Fe_2O_3 , а продукты обогащенные гидроксидами алюминия, называют бокситами.

Образование бокситов, например, за счет гранитов, начинается с гидролиза полевых шпатов и выноса щелочей, сначала формируется зона каолинита $\text{Al}_2(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4$ и других глинистых минералов, постепенно расширяющаяся вглубь. Процесс продолжается с образованием второй, более поверхностной зоны гидроксидов алюминия, возникающей за счет разложения каолинита и полного выноса грунтовыми водами кремнекислоты, еще выше постепенно формируется зона почв, часто это красноземы, обогащенные оксидом железа — гематитом. Он образуется здесь за счет железа, высвобождающегося в нижних зонах. Существенно сказывается на процессах выветривания климат. Наиболее полное разложение гранитов происходит в условиях влажного и жаркого тропического климата с чередованием дождливых и засушливых сезонов.

По особенностям химических явлений, процесс выветривания обычно разбивают на четыре самостоятельных этапа. По Н. В. Логвиненко, они таковы: 1) химическое разложение минералов незначительно и происходит в щелочных средах, преобладают процессы механического выветривания; 2) образование в щелочных условиях гидрослюд и других гидросиликатов; 3) химические реакции в щелочных и кислых условиях с образованием минералов глин (каолинита, монтмориллонита и др.); 4) полный гидролиз силикатов с образованием оксидов и гидроксидов. Характерной особенностью всех этих процессов является значительное участие в них не только истинных, но и коллоидных растворов, как свидетельство этого — для латеритов и, в частности, бокситов — весьма обычно их оолитовое сложение.

ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Инфильтрационные минеральные месторождения образуются в результате инфильтрации — проникновения по капиллярам,

порам, трещинам и пустотам растворов из кор выветривания в область циркуляции грунтовых вод. Из них происходит последующее отложение минералов в толщах горных пород, через которые просачиваются растворы. Так возникают промышленно ценные скопления сидерита, некоторых урановых руд, фосфатов, сульфидов меди, они представляют собой толщи осадочных пород (известняков, песчаников, сланцев), обогащенных либо конкрециями, желваками, линзами, жилками этих минералов, либо их выделениями на месте цемента в межзерновом пространстве обломочного материала этих пород. Нередко роль осадителя минералов, так сказать, роль геохимического барьера на пути миграции химических компонентов в растворах играют скопления битуминозных веществ, остатки растений и животных, бактерий.

МЕХАНИЧЕСКИЕ СЕДИМЕНТОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Механические, или *обломочные* горные породы, как форма существования минералов, образуются на дневной поверхности и в подводных условиях в результате следующих явлений — физического выветривания горных пород; перемещения по склону продуктов дезинтеграции и выветривания; переноса материала, его сортировки и отложения в водном потоке рек; разноса и сортировки материала морскими волнами и прибрежными течениями; переработки и переноса материала ветром; действия ледников и флювиогляциальных потоков. Форма обломков, их размер и минеральный состав накапливающегося материала зависят от характера (механических свойств, размера зернистости) исходных пород, а также от механической прочности, плотности и химической стойкости минералов, входящих в разрушающиеся горные породы.

Механическую прочность минералов обычно оценивают по степени их снашиваемости, а ее определяют при помощи шлифовального станка. У минералов шкалы твердости по Ф. Моосу снашиваемость выражается следующими условными числами: тальк — 50, гипс — 109, кальцит — 202, флюорит — 210, апатит — 322, ортоклаз — 947, кварц — 5250. Именно кварц и полевые шпаты менее оливина, пироксенов, слюд и других главных породообразующих минералов подвержены механическим разрушениям при формировании обломочных горных пород и более всего определяют их валовой минеральный состав.

Вторым фактором, сказывающимся на минеральном составе обломочных пород, является плотность. Минералы с большой (более 3,5—4 г/см³) плотностью и одновременно с малой снашиваемостью и химической стойкостью переносятся движущимися водами и накапливаются в западинах дна и на участках пониженных скоростей течения. Здесь отмечаются песчаные отложения с относительно повышенными содержаниями плот-

ных и прочных минералов — гранатов, циркона и др. Их называют россыпями. К ним приурочены промышленные месторождения самородного золота, серебра, платины, алмаза, оксида — олова — касситерита, фосфата, редких земель — монацита, диоксида железа и титана — ильменита. Не надо понимать так, что вся россыпь сложена этими минералами, однако содержание в песке, гравии и конгломерате золота, например, в количестве 200 г/т, как это было в морской россыпи около г. Ном на Аляске, дало возможность добыть здесь сотни тонн золота и считать это месторождение уникальным. Общие геологические условия образования россыпей изучены Ю. А. Билибиным и Н. А. Шилов, минералогия — А. А. Кухаренко.

ХЕМОГЕННЫЕ ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Среди хемогенных осадочных минеральных месторождений выделяют два типа — образовавшиеся из истинных и коллоидных растворов.

Месторождения, возникшие за счет истинных растворов, формируются в условиях сухого климата пустынь и полупустынь в бассейнах повышенной и высокой солености в результате испарения воды. Так испарение рассолов приводит к кристаллизации минеральных солей — хлоридов и сульфатов натрия, калия, магния, кальция. Месторождения представляют собой слои минеральных солей, чередующиеся с слоями гипса, ангидрита, терригенно-карбонатных пород. Площадь распространения соленосных толщ измеряется от десятков и сотен до многих тысяч квадратных километров, мощность бывает от нескольких метров до многих сотен метров. Точно так же из истинных растворов выпадают осадки хемогенного доломита, родохрозита $MnCO_3$, сидерита $FeCO_3$, содовых минералов, селитр, боратов.

Коллоиднохимические осадки образуются за счет коагуляции коллоидных растворов. Воды рек приносят в бассейны седиментации огромное количество вещества не только в виде истинных, но и в виде коллоидных растворов. В виде мицелл переносятся мельчайшие частицы глинистых минералов, кремнезема, некоторых соединений железа, марганца, фосфора, органического вещества, причем на поверхности таких мицелл адсорбируются катионы многих малых элементов. Значительная часть коллоидов, выносимых реками, попадая в морскую воду, преобразуются за счет нейтрализации заряда мицелл, происходит свертывание и укрупнение коллоидальных частиц, коллоидные растворы переходят из золей в гели и выпадают в виде студенистого придонного осадка. Часть вещества коллоидов оседает сразу же в прибрежной области моря, но коллоиды оксидов железа (особенно в присутствии гумусовых соединений) имеют повышенную устойчивость и в большом количестве

доносятся течениями до центральной части морских бассейнов. Как коллоидно-химические осадки образуются некоторые железные и марганцевые руды, бокситы и др. Часто для их облика характерно оолитовое сложение.

БИОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Биогенные минеральные месторождения образуются на земной поверхности и в водной среде (реках; озерах, болотах и морях). Они формируются либо целиком за счет накопления и окаменения органических остатков или продуктов жизнедеятельности, либо преимущественно за счет биохимических процессов.

Примерами поверхностных минеральных образований биогенного характера являются минералы в составе мумие и гуано — это естественные продукты разложения залежей помета. В составе мумие есть небольшая примесь минералов, это твердые парафины, в состав гуано входят минералы — нитраты и фосфаты.

К биогенным минералам, образующимся в водных условиях, относятся кальцит, арагонит, сера, некоторые фосфаты, ванадаты и минералы урана, а также опал. Из наиболее распространенных назовем органогенные известняки, мел, состоящие из скелетов, раковин и других остатков животных, диатомиты и опоки, состоящие из кремнистых скелетов микроорганизмов и растительных остатков, фосфориты, в которых фосфор сосредоточен в костных (часто рыбных) остатках, раковинах брахиопод, ракообразных и моллюсков. Из биогенных минералов — фосфатов кальция — состоят кости человека.

ДИАГЕНЕТИЧЕСКОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ

Изменения, происходящие в осадке, называют диагенезом. Осадок состоит из обломочных частиц, химических и биогенных продуктов седиментогенеза, он насыщен влагой, которая во время осадконакопления по составу близка к наддонным водам. Но по мере накопления и существования физико-химическая и биологическая обстановка в придонных осадках — илах постепенно меняется. В осадках, содержащих органическое вещество, поселяются бактерии, особо велико их количество в поверхностном 5—6-сантиметровом слое, это аэробные и анаэробные, в том числе сульфатредуцирующие бактерии. В процессе жизнедеятельности бактерий, разложения органического вещества постепенно расходуется кислород, среда становится все более восстановительной, меняется pH иловых растворов, осадок подвергается изменениям, в нем происходят различные минеральные превращения.

По наблюдениям Н. В. Логвиненко, происходящие в осадке изменения являются процессами физико-химическими, химическими и органическими. В стадии диагенеза происходит уп-

лотнение осадка и уменьшение его влажности, образование и старение коллоидов, образование новых минералов из иловых растворов, разложение одних минералов и возникновение других, перераспределение вещества в осадке — его перемещение и концентрация. В стадию диагенеза за счет этих процессов образуются минералы — сульфиды железа, гидроксиды железа и марганца, халцедон и опал, гидросиликаты разного состава и структуры (главным образом гидрослюда, глинистые минералы и цеолиты), некоторые карбонаты (арагонит, кальцит, доломит) и фосфаты. Они кристаллизуются в виде мельчайших частиц и зерен в цементе осадка, а при его последующих изменениях перекристаллизовываются с образованием стяжений, желваков, оолитов и конкреций. С этими процессами связано формирование ряда промышленных месторождений марганца, железа, цеолитов, фосфатов, глини и др.

Продолжительность стадии диагенеза, мощность зоны и граница раздела явлений диагенеза и метаморфизма до сих пор служат предметами обсуждения. По результатам подводного бурения и на основе определения геологического возраста и мощности илов можно прийти к выводу о том, что стадия диагенетического преобразования осадков может длиться до 150 млн. лет, а мощность зоны диагенеза может достигать 1000 м.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К категории особых, усложненных явлений, происходящих в ходе диагенеза осадков, следует отнести формирование гидротермально-осадочных месторождений. Этот термин введен Х. Офтедалем и В. И. Смирновым. Месторождения формируются синхронно с накоплением осадков и их диагенезом, но состав поровой влаги усложнен проникновением в осадки минерализованных (в том числе рудоносных) растворов (рис. 61). Идут обычные для диагенеза физико-химические и органические процессы, осадок уплотняется, перекристаллизовывается, в нем протекают реакции изменения одних и кристаллизации других минералов. В зависимости от состава гидротермальных растворов, пропитавших илы, образуются разные минеральные (в том числе промышленные) стратиформные месторождения — медные, полиметаллические, свинцово-цинковые, железорудные, железо-марганцевые. Гидротермальные растворы могут иметь различное происхождение, связанное с вулканической деятельностью, интрузивными процессами, мантийными явлениями. По генетическим особенностям эти месторождения относятся, в равной мере условно, как к экзогенным, так и к эндогенным.

Особую известность получили сейчас, так называемые, черные курильщики. Они представляют собой постройки в рифто-

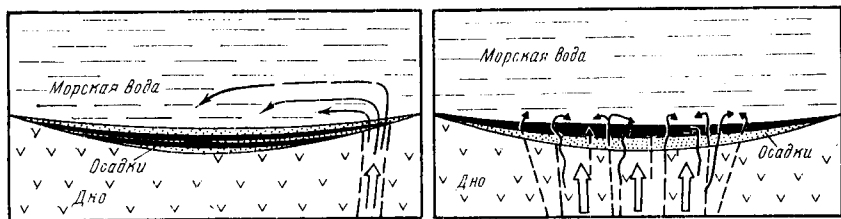


Рис. 61. Идеальные схемы (по В. И. Синякову) формирования гидротермально-осадочных месторождений.

Стрелками указаны пути миграции гидротермальных растворов и вулканических эксгалаций

вых зонах на дне океанов, сложенные баритом, ангидритом, кальцитом, пирротином и возвышающиеся над уровнем дна на 50—100 м. Из отверстия в их центре идет черный дым, а морская вода вокруг имеет рН около 4, температуру до 300—400 °С и обогащена различными металлами и метаном. Придонные осадки насыщаются этими металлами и в ходе диагенетических преобразований в них формируется рудная минерализация.

СТАДИЙНОСТЬ ПРОЦЕССОВ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ, ГЕНЕРАЦИИ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ

Формирование любых минеральных месторождений является длительным многостадийным процессом. Минералы образуются в них в определенной последовательности, отражающей характер изменений химического состава среды, давления и температуры. Эти изменения могут происходить плавно, пульсационно, ритмично — все зависит от геологической обстановки формирования минерального месторождения и источников вещества. При этом, один и тот же минерал может кристаллизоваться на протяжении какого-то одного промежутка времени либо в его образовании могут быть перерывы, разделенные, например, тектоническими подвижками или отложением других минералов. Разновременные — разорванные во времени порции вещества (совокупности кристаллов и зерен) одного и того же минерала называются генерациями (поколениями) минерала.

В одном и том же месторождении бывает по несколько генераций (поколений) кварца, кальцита, пирита, слюд и т. д. Зерна и кристаллы разных генераций одного и того же минерала могут отличаться по их морфологии, размеру, составу, свойствам. Как следствие таких различий они могут иметь и разную промышленную ценность.

Совокупность минералов, образовавшихся при сходных физико-химических условиях в одну и ту же стадию процессов назовем парагенезисом, а все множество минералов, образовавшихся в месторождении, — его минеральной ассоциацией. На-

блюдения показывают, что месторождения каждого из названных выше типов характеризуются своими специфическими минеральными ассоциациями. Это имеет большое значение при поисках и геологической разведке месторождений полезных ископаемых. Точно так же многие парагенезисы являются типичными, повторяющимися в природе сочетаниями минералов. Это было подмечено впервые М. В. Ломоносовым и В. М. Севергинным, а термин «парагенезис» был введен А. Брейтгауптом в 1849 г. Изучение парагенезисов минералов позволяет вскрыть физико-химические условия их образования. Это направление исследований развито в минералогии за рубежом трудами В. Гольдшмидта, П. Эскола, Ф. Тернера, Дж. Томпсона, а в СССР трудами А. Г. Бетехтина, Д. С. Коржинского, В. А. Жарикова и др.

ЭЛЕМЕНТЫ ОНТОГЕНИИ МИНЕРАЛОВ

В предыдущих разделах этой главы в описаниях месторождений минералы выступали как нечто отвлеченное, наделенное химической формулой, но не имеющее телесной реальности. Между тем, формой существования минералов, равно как объектом их промышленных разработок являются именно реально существующие в природе минеральные индивиды и их агрегаты. По определению Д. П. Григорьева и А. Г. Жабина (1975), минеральные индивиды — это отдельные кристаллы и зерна, представляющие собой природные химические вещества. Размер и морфология индивидов, закономерности их внутреннего строения и состава, характер их граней и других поверхностей — все это сказывается на технологических качествах любых полезных ископаемых, а особенно — кристаллосырья (оптического, пьезо- и др.) и является решающим в определении промышленной ценности полезного ископаемого. Изучение закономерностей роста, существования и изменения минеральных индивидов и их агрегатов — это издавна существовавшее направление исследований минералогов. В 1950—1970 гг. работами Д. П. Григорьева, его учеников и последователей А. Г. Жабина, Н. П. Юшкина, Ю. М. Дымкова, В. А. Попова эти исследования оформились в особый раздел генетической минералогии — *онтогению минералов*, изучающий генетическую информацию о жизни минералов, записанную на самих кристаллах и зернах минерала. Не рассматривая всего содержания онтогении, осветим с ее позиций, но в самых общих чертах, факторы, определяющие распределение минералов в объеме месторождения, количество и размеры минеральных индивидов, их морфологию, внутреннее строение, скорость роста.

Каждый минеральный индивид, независимо от места расположения, развивается по обычным законам роста кристаллов, но скорость роста, морфология, размеры кристаллов и особен-

ности их химического состава могут оказаться разными в различных частях месторождения. Конкретные выражения этого явления очень многообразны и пока еще не систематизированы, частные примеры описаны в гл. 4. В большинстве случаев кристаллы имеют пирамидальное и зональное внутреннее строение, оно является ценным источником генетической информации. Здесь следует обратить внимание на тот факт, что каждая новая зона кристалла нередко (хотя не обязательно!) маркирует пульсационное изменение условий кристаллизации. Это удалось установить А. С. Таланцеву по зональным кристаллам кальцита в одном из гидротермальных месторождений Урала, их рост происходил здесь в условиях скачкообразных изменений температуры и давления. Другой пример — красивые кристаллы многоцветного турмалина из пегматитов о-ва Мадагаскар, имеющиеся в коллекциях всех старых минералогических музеев. Они сложены чередующимися зонами розового, лилового, зеленого, черного цветов. В кристалле с поперечным сечением в 7 см только лишь визуально заметно около 25 зон, каждая соответствует смене концентраций марганца и железа в среде минералообразования.

Наблюдения над зональностью позволяют проследить эволюцию габитуса кристалла в процессе его роста, а наблюдения над пирамидами нарастания граней указывают на относительные скорости роста разных граней (см. рис. 25). Абсолютные скорости роста природных кристаллов определены лишь в нескольких случаях для процессов современного минералообразования, они очень малы (табл. 17). Оценить скорость роста кристаллов при образовании древних эндогенных месторождений еще никому не удалось. В связи с постановкой этого вопроса можно привести три цифры. Первая характеризует время застывания глубинного очага гранитной магмы. По разным оценкам для глубин в первые километры оно составляет 10—30 млн лет. Сколько из них приходится на рост кристаллов полевого шпата, кварца и других минералов? Вторая цифра обусловлена временем формирования Ковдорского массива и приуроченного к нему флогопитового месторождения (Мурманская область). По радиогеохронологическим оценкам В. А. Кононовой оно составляет около 30 млн лет. Сколько из них приходится на рост кристаллов флогопита? Они имеют здесь разные размеры, есть гиганты до 2,5 м в поперечнике и до 0,5 м по толщине пластин. Третья цифра является результатом радиогеохронологического определения В. Н. Гулием и Е. Р. Друбецким возраста одного кристалла флогопита в его центре и на расстоянии 15 см от центра. Кристалл взят из слюдяного месторождения в докембрийских толщах Алданского щита. Разница в возрасте составила 1 млн лет. Хотя эта цифра повторена, а эксперименты производились особо тщательно, она перекрывается погрешностями

Т а б л и ц а 17. Возможная продолжительность разрастания природных кристаллов на 1 см, оцененная по непосредственным наблюдениям

Минерал, минеральное образование	Местонахождение	Время	Исследователи
Гематит	Трещины в лаве, влк. Везувий (Италия)	5 ч	А. Брейтгаупт
Галит	Соляные озера (Прикаспий)	Несколько дней	М. Г. Валяшко
Арагонит	Минеральные источники, Карловы Вары	Полмесяца	Д. П. Григорьев, А. Г. Жабин
Пирит	Конкреции в осадках, шт. Коннектикут, США	10 лет	Р. Беркер
Гипс	Сакское озеро (Крымский п-ов)	от 3 до 25 лет	А. Е. Ферсман
«Железные» конкреции	Дно Черного моря	250—350 лет	И. И. Волков, В. Ф. Савостьянов
Кальцит	Сталактиты, пещера Домница, ЧССР	500—2000 лет	Ю. Петранек, З. Поуба
«Марганцевые» конкреции	Дно Тихого океана	300—400 тыс. лет	Д. П. Григорьев, А. Г. Жабин

опыта. Все же, если сравнить ее со временем роста «марганцевых» конкреций на дне Тихого океана (см. табл. 17), эта цифра — 1 млн лет, не кажется невозможной. Определение реальных скоростей роста кристаллов при формировании минеральных месторождений — дело будущего.

ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ

Кристаллизуясь в минеральных месторождениях в разных условиях, минералы причинно связаны с образующей их средой, ее фазовым состоянием и физико-химическими условиями в ней. Эти факторы, во-первых, определяют возможность появления минерала в данном месторождении. Во-вторых, они сказываются на химическом составе минералов (количестве изоморфных примесей в целом, по зонам и пирамидам роста), морфологии кристаллов и их свойствах. Есть минералы, у которых эта зависимость проявлена очень ярко. Их называют типоморфными минералами.

Термин «типоморфный минерал» введен Ф. Бекке в 1903 г. для обозначения минералов, наиболее характерных для тех или иных продуктов регионального метаморфизма. В дальнейшем У. Грубенманн, Г. Шнейдерхён и П. Ниггли выделили типоморфные минералы для других месторождений. В 1931 г. А. Е. Ферсман выделил около 70 типоморфных минералов, характеризующих отдельные стадии процесса; одновременно он указывает на то, что типоморфными могут быть также: ассоциация минералов-спутников, морфология кристаллов, состав минерала, его свойства. В 1952 г. В. А. Франк-Каменецким было введено понятие *структурный типоморфизм* — реакция кристаллической структуры минерала на условия его образования. В дальнейшем выявление и изучение типоморфных минералов привело к созданию учения о типоморфизме минералов. Оно связано прежде всего с именами А. И. Гинзбурга, Е. К. Лазаренко, В. И. Павлишина, Н. В. Петровской, Ф. В. Чухрова и др. По определению Е. К. Лазаренко, учение о типоморфизме минералов — это раздел минералогии, изучающий минералы и их особенности, которые отражают условия образования минералов и содержащих их комплексов. Н. П. Юшкиным в 1976 г. введен *закон минералогического резонанса*. Его можно сформулировать следующим образом: всякое изменение среды отражается на минерале, всякое изменение в минерале является отражением изменений в минералообразующей среде. Приведем простейшие примеры типоморфизма: 1) корунд Al_2O_3 типичен для пород, обедненных кремнием, он не встречается вместе с кварцем (так как возможна реакция типа $Al_2O_3 + SiO_2 = Al_2SiO_5$ с образованием вместо них силлиманита); 2) железистость сфалерита $(Zn, Fe)S$ убывает по мере понижения температуры его образования, одновременно

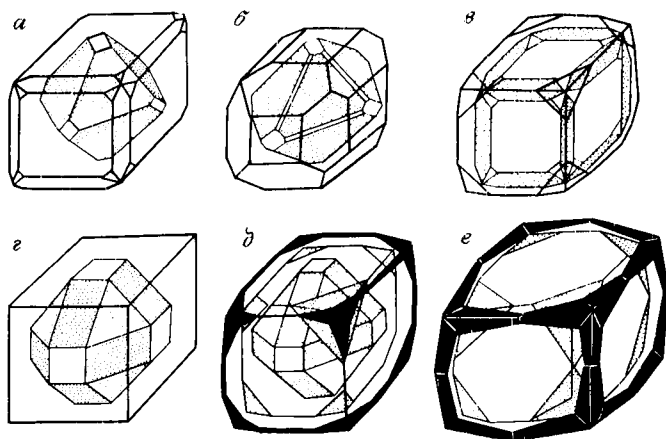


Рис. 62. Эволюция облика кристаллов флюорита в процессе роста в некоторых вольфрамитовых месторождениях Забайкалья (по Н. З. Евзиковой)

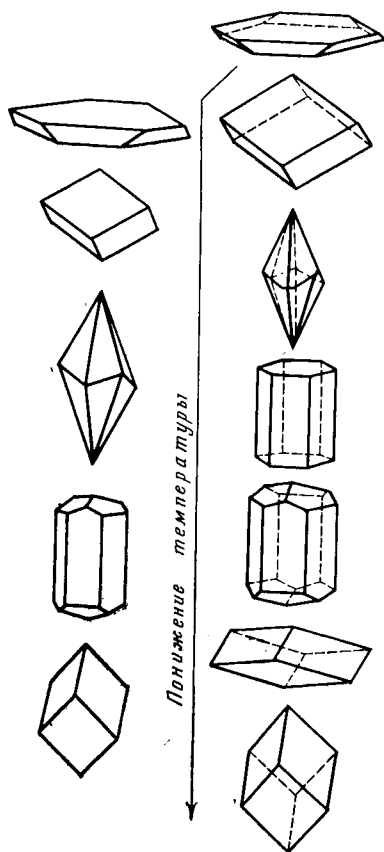


Рис. 63. Эволюция облика кристаллов кальцита по мере понижения температуры. Слева — общий ряд, справа — для скаринового месторождения Дашкесан

изменяются и другие свойства минерала; 3) морфология кристаллов флюорита и кальцита нередко закономерно меняется с температурой и степенью пересыщения растворов (рис. 62, 63); 4) черные (железистые) кристаллы турмалина типичны для керамических и слюдяных гранитных пегматитов, розовые (марганцовистые) — для сподуменовых пегматитов. Типоморфные особенности минералов можно использовать для установления генезиса минералов и как поисковые признаки при геологоразведочных работах.

МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ

Изучая материал этой главы, не надо сразу стремиться запомнить и заучить все: рассмотренные здесь вопросы генезиса минералов не могут быть полностью освоены в самом начале курса минералогии из-за недостаточного знания студентом самих минералов. По мере прохождения курса знания по генезису минералов будут постепенно накапливаться и углубляться, а сейчас после лекций и первого прочтения главы надо обязательно приступить к практическому ознакомлению с учебными коллекциями образцов по типам минеральных месторождений и с соответствующими разделами музейных экспозиций. Начать это ознакомление лучше всего с образцов по пегматитам, скарнам и гидротермальным месторождениям, так как они легче всего распознаются и минералы в них лучше всего окристаллизованы. Обращайте внимание в первую очередь на общий облик образцов — характер агрегатов (зернистые, друзовые, полосчато-зернистые и т. п.), размер зернистости и т. п. При знакомстве с минералами обращайтесь особое внимание на те, которые упомянуты в качестве главных в этой главе. Стремитесь заметить в их кристаллах онтогенетические признаки, позволяющие судить об условиях роста минеральных индивидов, попытайтесь определить в простейших случаях порядок образования минералов.

В процессе этих практических занятий начните заполнять записную книжку с минеральными ассоциациями по типам минеральных месторождений. На каждый тип достаточно одной страницы, это будут следующие листы: магматические — в ультраосновных и основных горных породах, средних и кислых, щелочных, эффузивных (без разделения); пегматиты — слюдяные, хрусталеносные, сподуменовые и пр.; скарны — по известнякам, доломитам; гидротермальные месторождения — по каждой формации; эксгальационные; вадозные; криогенные; сублимационные; месторождения зон выветривания — латериты (и бокситы) и окисленных руд; инфильтрационные; хемогенные — из истинных растворов и коллоидных; биогенные; диагенетические. Запишите в нее столбиком пока главные минералы (и их формулы), но только лишь те минералы, которые сами видели

в образцах. Ничего не надо выписывать из учебников, эта записная книжка — Ваша памятка о том, что фактически увидено вами в вашей практической работе. На дальнейших практических занятиях при изучении минералов постоянно пополняйте книжку ассоциаций новыми записями названий и формул минералов. Главные следует подчеркнуть. В итоге учебного года часть страниц окажется с большим числом минералов, часть — лишь с несколькими названиями, так и должно быть. Не стремитесь заполнить все страницы одинаково, переписывая названия из разных книг, учебников и справочников.

Второй раз вы вернетесь к чтению и изучению этой главы в конце курса при подготовке к зачету или экзамену. Ваша записная книжка с ассоциациями минералов, как результат вашей практической работы, и знание минералов позволят вам самим дополнить содержание главы и подготовиться к серьезному ответу по вопросам о генезисе минералов.

Из литературы наиболее просто почерпнуть полезную информацию в книгах В. И. Синякова «Основы теории рудогенеза» (Л., Недра, 1987), Е. А. Станкеева «Генетическая минералогия» (М., Недра, 1986), Д. П. Григорьева и А. Г. Жабина «Онтогенез минералов (индивиды)» (М., Наука, 1975). Во всей полноте и в доступной форме научные проблемы генезиса эндогенных месторождений изложены в монографии В. Ф. Барабанова «Генетическая минералогия» (Л., Недра, 1977) и в прекрасной работе коллектива авторов под редакцией акад. В. И. Смирнова «Генезис эндогенных рудных месторождений» (М., Недра, 1968). Полезно знакомство с книгами А. Патниса и Дж. Мак-Конела «Основные черты поведения минералов» (М., Мир, 1983) и Н. В. Логвиненко и Л. В. Орловой «Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане» (Л., Недра, 1987), Л. К. Яхонтовой и А. П. Грудева «Зона гипергенеза рудных месторождений» (М., Изд-во МГУ, 1978).

Контрольные вопросы

1. Что такое магма и каков ее состав?
2. Каковы пределы существования жидкой воды, H_2O в виде газа и в надкритическом состоянии?
3. Каковы источники H_2O и рудного вещества в гидротермальных растворах?
4. Что такое метасоматические и секреторные гидротермальные жилы?
5. Что такое грейзены?
6. Каковы примеры образования минералов из коллоидных растворов?
7. Что такое месторождения кор выветривания и инфильтрационные месторождения?
8. Что такое и каковы примеры диагенетического минералообразования?
9. Что такое гидротермально-осадочные месторождения?
10. Каковы главные (5—10) минералы в каждом типе минеральных месторождений?
11. Что такое типоморфизм минералов?

Глава 7

ЭЛЕМЕНТНЫЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, КЛАССИФИКАЦИЯ И НАЗВАНИЯ МИНЕРАЛОВ

МИНЕРАЛ, МИНЕРАЛЬНЫЙ ВИД, РАЗНОВИДНОСТЬ

Минералом, как это было принято в начале нашего курса, мы называем природное химическое соединение кристаллической структуры, образовавшееся в ходе геологических и биогеологических процессов. Минералы существуют в виде индивидов, различающихся своей морфологией, особенностями внутреннего строения кристаллов, свойствами, а вследствие явлений изоморфизма индивиды одного и того же минерала могут отличаться в каких-то пределах по химическому составу, а значит и по некоторым особенностям кристаллической решетки индивидов. Это подобно тому, как в мире живой природы индивиды растений и животных отличаются друг от друга, каждый из них в чем-то индивидуален, отсюда и происходит это название. Обобщая наблюдения, в биологии вводят понятие вида. Также и в минералогии имеется понятие «минеральный вид», как результат наблюдений по множеству индивидов и итог анализа и обобщения этих наблюдений.

Минеральным видом назовем природное химическое соединение, характеризующееся специфическим составом (и пределами его вариаций) и определенной кристаллической структурой. Использование этого понятия покажем на примере минералов, называемых гранатами.

Общая формула гранатов имеет вид $R_3^{2+}R_2^{3+}(SiO_4)_3$, они кристаллизуются в кубической сингонии в форме ромбододекаэдров, тетрагонтриоктаэдров, встречаются в неправильных зернах и в их сплошных массах. Цвет гранатов различный — белый, зеленый, коричневый, малиновый, черный с разными их оттенками; несколько варьирует их плотность, твердость, блеск. Все это объясняется широкими вариациями химического состава гранатов вследствие изоморфизма. Возьмем, например, три из них —grossуляр, андрадит, уваровит и изобразим их природные составы как и в курсе общей химии на треугольной диаграмме Озанна-Гиббса (рис. 64). Как видно, наиболее постоянен состав уваровита, это отдельный минеральный вид, а среди grossуляров и андрадитов есть любые по соотношению количеств железа и алюминия минералы. Последние образуют изоморфный ряд минералов. Граница между grossуляром и андрадитом лежит в этом ряду посередине, и в нем выделяют два минеральных вида переменного состава, разделенных точ-

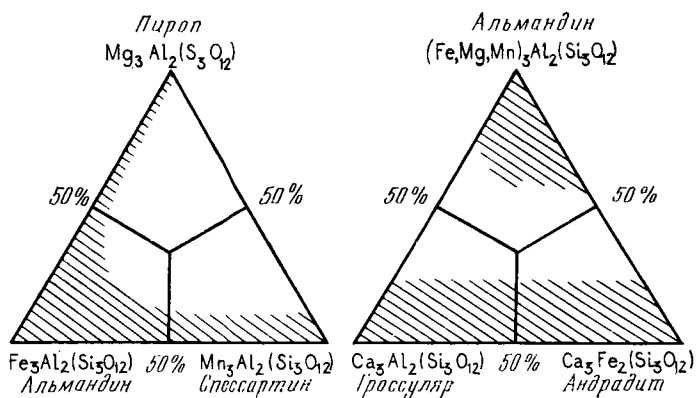


Рис. 64. Поля составов некоторых гранатов (заштрихованы)

кой 50 %. На практике, и особенно часто в учебниках, минеральным видам нередко приписывают формулы химически чистых веществ, например, для гроссуляра — $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$, но фактически его полная формула с учетом только трех компонентов такова — $\text{Ca}_3(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Cr})_2(\text{SiO}_4)_3$, а конкретные формулы в частных случаях могут быть, к примеру, такими: $\text{Ca}_3(\text{Al}_{1,90}\text{Fe}_{0,05}\text{Cr}_{0,05})_2(\text{SiO}_4)_3$, $\text{Ca}_3(\text{Al}_{1,50}\text{Fe}_{0,40}\text{Cr}_{0,10})_2(\text{SiO}_4)_3$, $\text{Ca}_3(\text{Al}_{1,02}\text{Fe}_{0,98}\text{Cr}_{0,01})_2(\text{SiO}_4)_3$ и т. д.

Во всех пределах изменения химического состава гранатов их кристаллическая структура не меняется, если не считать за различия вариации в числе атомов железа, алюминия, хрома, хотя, конечно, за счет этого несколько меняются некоторые межплоскостные расстояния, местами смещаются позиции отдельных конкретных атомов, изменяется характер и сила химической связи между ними, иногда искажается степень симметричности структуры.

А вот другой пример — карбонаты кальция, магния, марганца и железа, соответственно кальцит CaCO_3 , магнезит MgCO_3 , родохрозит MnCO_3 , сидерит FeCO_3 . Они имеют переменный состав. Кроме того существуют двойные соли — доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ и гунтит $\text{CaMg}_2(\text{CO}_3)_4$. Границы между минеральными видами среди этих минералов проведем по 50 % в непрерывных изоморфных рядах кальцит — родохрозит, сидерит — магнезит (рис. 65). Гряд кальцит — магнезит прерывистый, каждая изолированная область составов отвечает самостоятельному минеральному виду — здесь это доломит и гунтит.

Наконец, напомним о явлении и понятии, описываемых в курсах физики и общей химии — полиморфизме. В отношении к минералам оно трактуется так: полиморфные модификации — это разные минеральные виды. Так, диоксиды кремния SiO_2

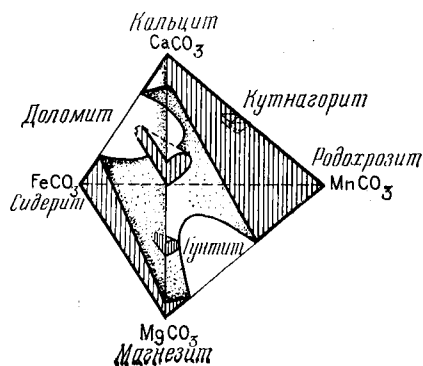


Рис. 65. Составы карбонатов группы кальцита

тригональной и тетрагональной структуры являются разными минералами (минеральными видами), первый — это кварц, второй — стишовит.

В пределах минерального вида можно выделять разновидности по химическому составу и структурным особенностям и как следствие этих различий — разновидности по физическим свойствам, кристалломорфологии и т. п.

Химическими разновидностями условимся называть минералы данного минерального

вида, но отличающиеся друг от друга некоторыми отклонениями состава от предельной химической формулы минерального вида. Предельной принято считать формулы идеально чистого вещества. Так, например, среди гранатов дляgrossуляра можно выделить железистые и хромсодержащие разновидности, для доломита известны его железистые разновидности и т. д. Возьмем другой пример: в изоморфной группе минералов обнаружены индивиды двух составов: $(A_{0,4}B_{0,3}C_{0,3})(XO_3)$ и $(A_{0,4}B_{0,3}C_{0,3})((Y_{0,6}X_{0,4})O_3)$. Первый должен рассматриваться как химическая разновидность минерала $A(XO_3)$, второй — минерала $A(YO_3)$. Правило здесь простое: принадлежность минерала определяется по наиболее главным химическим элементам в его составе, так принято в решениях Международной минералогической ассоциации.

Структурными разновидностями назовем минералы данного минерального вида, но отличающиеся некоторыми особенностями их структуры. Так, при изоморфном вхождении трехвалентного индия вместо цинка в сфалерит и неупорядоченном его распределении структура у минерала становится несколько отличной от идеальной — появляются вакансии, снижается симметрия, изменяются расстояния между некоторыми плоскими сетками пространственной решетки минерала, все эти отклонения могут быть описаны в пределах понятия минеральный вид. Но бывают и более сложные случаи, в которых изоморфное вхождение примесных атомов в минерал сопровождается в некоторых условиях их упорядоченным расселением по определенным структурным позициям пространственной решетки минерала. Так, в непрерывном изоморфном ряду кальцит $CaCO_3$ — родохрозит $MnCO_3$ смесь половинного состава в некоторых случаях характеризуется особым и строгим порядком расселения атомов кальция и марганца и образованием структуры со своей

пространственной решеткой. Этот минерал является самостоятельным минеральным видом — кутнагоритом с составом $\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2$.

ЭЛЕМЕНТНЫЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Общее число минеральных видов (в современной трактовке этого понятия) составляет около 2700—3300. Расхождения в подсчетах связаны с тем, что, во-первых, многие минералы изучены недостаточно полно и потому неоднозначно воспринимаются разными авторами, во-вторых, принятые границы понятий «минеральный вид», «структурная и химическая (особенно структурная) разновидность» условны, а потому в сложных случаях эти границы могут быть проведены по-разному.

Наиболее представительны те минеральные виды, в которые входит кислород и водород, это основные химические элементы в мире минералов. Затем по числу минеральных видов химические элементы выстраиваются в такой ряд (в порядке убывания) — Si, Ca, S, Al, Fe, Na, Mg, Cu, P, Mn, As, Pb (табл. 18). На первый взгляд кажется, что число минералов у каждого химического элемента прямо связано с значением его кларка (распространенностью в земной коре). Действительно, ряд главных по распространенности элементов выглядит так (в скобках указаны кларки — атомные доли в % от общего числа атомов в земной коре): O (53,39) — H (17,25) — Si (16,11) — Al (4,80) — Na (1,82) — Mg (1,72) — Ca (1,41) — Fe (1,31) — K (1,05) — C (0,51) — Ti (0,22) — Cl (1,10) — F (0,07). Сравнение этого ряда с числами минералов показывает, что такое соответствие не прямое: многие редкие элементы (As, P, Pb, Cu и др.) образуют большое число минералов. Эти расхождения между кларком и числом минералов объясняются тем, что на количестве минералов сказываются кроме того и следующие факторы — степень химической активности элемента (число минеральных видов больше у химически активных элементов), изоморфизм (уменьшает возможность образования самостоятельных минералов), неравномерное распределение химических элементов по горным породам, зонам и участкам минералообразования в земной коре (химические элементы, которые могут вступить в реакцию с образованием минерала, не всегда участвуют в одних и тех же геологических явлениях). Из общего числа минералов более чем в 50 % входит водород. Известны следующие четыре формы его существования в кристаллических структурах минералов: H^+ , OH^- , H_3O^+ и H_2O .

Водород присутствует в минералах редко и выступает в них в качестве протона, он всегда находится между двумя атомами кислорода. Примером является минерал диаспор HAlO_2 . Его

Т а б л и ц а 18. Систематика элементов по их количественной роли в составе минералов, по А. С. Поваренных

Характеристика элементов		Число образуемых минеральных видов	Перечень элементов	
Минералообразующие	Видообразующие	Основные	Свыше 500	O(1364), H(908)
		Главные	500—150	Si(432), Ca(385), S(369), Al(320), Fe(300), Na(222), Mg(191), Cu(184), P(179), Mn(171), Pb(168)
		Ведущие	150—50	B(112), C(112), K(106), U(101), Cl(97), F(86), Sb(74), Zn(61), Bi(61), Ti(60), Ba(60), V(59), Ag(50)
		Редкие	50—10	Ni(49), Be(47), Se(37), Ce(33), N(32), Co(28), Sr(26), Li(24), Nb(23), Sn(22), Y(21), Zr(18), Cr(17), Ta(17), Hg(16), Mo(15), Th(12), Pd(11), W(11)
		Очень редкие	Меньше 10	La(9), Au(9), Ge(8), Pt(8), Cd(5), Tl(5), In(3), Sc(2), Ir(2), Br(1), Cs(1), Ru(1), Rh(1), Os(1)
	Рассеянные (изоморфные)	Не образуют	Rb, Tc, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tu, Yb, Lu, Hf, Re, Po, At, Fr, Ra, Ac, Pa, Np, Pu	
Несвязанные (химически инертные)		Не могут образовывать	He, Ne, Ar, Kr, Xe, Rn	
Примечание. Цифры в скобках—число собственных минеральных видов				

структура образована атомами кислорода в плотнейшей упаковке. В пустотах располагаются атомы алюминия; H^+ находится между атомами кислорода.

Гидроксил присутствует во многих минералах—слюдах, гидроксидах железа, марганца, алюминия, различных солях. Это природные кристаллогидраты, например, мусковит

$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$, гиббсит $\text{Al}(\text{OH})_3$, малахит $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$. Предположительно H_3O^+ присутствует в гидрослюдах, где изоморфно входит в позиции K^+ (их радиусы равны). Прямых доказательств наличия в минералах H_3O^+ пока нет.

Вода входит в структуру минерала по-разному, она бывает кристаллизационной и цеолитной. Молекулы кристаллизационной воды содержатся в минерале в строго определенном количестве, а в структуре минерала они окружают катионы. Удаление молекул H_2O при нагревании приводит к разрушению минерала. Именно такая (т. е. кристаллизационная) вода входит в состав природных купоросов (например, мелантерита $\text{FeSO}_4 \times 7\text{H}_2\text{O}$), в состав гипса $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и др. Цеолитная вода непрочно связана в структуре минерала. Она может содержаться в нем в разных количествах, а при нагревании удаляется из минерала без его разрушения. Такая вода входит в состав тех минералов, в кристаллических структурах которых имеются большие (в 0,5—1,0 нм) «полости», в них и размещаются молекулы цеолитной воды. Прежде всего, это сами цеолиты, а также некоторые минералы глин.

КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ

Современные основы систематики минералов, как химических соединений, заложены шведским химиком и минералогом Й. Я. Берцелиусом в 1814 г. Впервые наиболее полное выражение эта химическая основа нашла в классификации Дж. Дэна, в третьем издании его многотомного справочника «Система минералогии» (1850—1854). Здесь было выделено пять «классов»: а) самородные вещества; б) сернистые и мышьяковистые соединения; в) галоидные соединения; г) кислородные соединения; д) органические вещества. Эти подразделения почти без изменений сохраняются во всех переизданиях справочника Дж. Дэна и практически во всех современных классификациях минералов; в одних классификациях они выступают в качестве классов, в других — в качестве типов.

Во всех классификациях начальным является выделение минеральных видов, затем они объединяются в группы, но в различных классификациях это делается по-разному: дело в том, что авторы современных классификаций стремятся учесть сразу два фактора — химический состав и структуру (правда, иногда они предлагают некий камуфляж, заменяя два слова — состав и структура одним — кристаллохимия). Так, на двух основах построены классификации Х. Штрунца (1941—1982), А. Г. Бетехтина (1950), Е. К. Лазаренко (1971), Е. И. Семенова (1981), А. С. Поваренных (1966), А. А. Годовикова (1975, 1979, 1983). Логически наиболее строги и последовательны принципы систематики минералов, развиваемые в последние двадцать лет

Г. Б. Бокисм, а также Г. П. Барсановым и А. И. Гинзбургом. Но обе эти систематики пока еще не доведены до конца и не прошли проверку временем.

Очевидно, что наиболее логична классификация, построенная только на одном принципе,— химическом, которому отдавал предпочтение В. И. Вернадский. Так, построенная классификация будет полнее отражать родственные связи или, наоборот, различия минералов как химических веществ. В структурной кристаллографии и в кристаллохимических работах, безусловно, более ценна классификация минералов, в которой первенствует структурный критерий. Вообще же в любой науке должны одновременно существовать разные классификации, построенные каждая на своей основе, только совокупностью классификаций можно логически стройно и с любой желаемой полнотой охарактеризовать с разных сторон многообразие связей между классифицируемыми объектами природы.

В этом учебнике такая классификация отсутствует и приведена упрощенная система сведений, выполняющая задачу дать студентам самую общую картину химического состава и структуры минералов. Все множество минералов по химическому принципу разбито на типы, они подразделены по этому же принципу на классы (в скобках — приблизительные количества минералов):

Простые вещества (125)

Самородные металлы и полуметаллы

Самородные неметаллы

Интерметаллиды

Карбиды (4)

Силициды (2)

Нитриды (4)

Фосфиды (2)

Углеводороды (4)

Сернистые соединения и их аналоги — теллуриды, селениды, арсениды и т. п. (500)

Простые сульфиды и их аналоги

Сульфосоли

Полисернистые соединения (персульфиды) и их аналоги

Кислородные соединения (2100)

Оксиды

Гидроксиды

Силикаты, алюмосиликаты

Фосфаты, арсенаты, ванадаты

Арсениты

Сульфаты

Органические соединения (13)

Оксалаты

Галогенные соединения (125)

Фториды

Хлориды

Иодиды

Сульфиты

Бораты

Карбонаты

Нитраты

Вольфраматы, молибдаты

Хроматы

Ацетаты

Бромиды

Оксигалогениды

Классы мы делим уже с учетом структуры минералов на подклассы. Последние в свою очередь разбиты на группы. Это сделано то на основе химизма, то на структурной основе. В необходимых (редких) случаях прибегают к еще одной категории — семейству, промежуточному между классом (подклассом) и группой. В группах объединяются минеральные виды. Ниже по отношению к минеральному виду располагаются разновидности — структурные, химические и др. Иногда в специальной литературе проскальзывает термин «минеральная разность». Нами он считается излишним, так как и в объеме понятия «разновидность» можно отразить все специфические отклонения минеральных индивидов по их составу, структуре, морфологии, свойствам от усредненных характеристик минерального вида.

Анализируя общее количество и цифры открытий минералов в истории развития минералогии В. А. Франк-Каменецкий выделил в 1984 г. четыре этапа роста общего числа минералов: 1) с древних времен до конца XVIII в.— известно около 100 минеральных видов, это главные породообразующие минералы, компоненты руд и другие ценные минералы; 2) XIX в.— первые десятилетия XX в.— развитие химии, оптических методов исследования, известно уже около 1000 минеральных видов; 3) 1920—1960 гг.— внедрение в минералогию методов рентгеноструктурного исследования твердых тел, известны около 2000 минеральных видов; 4) с 1960 г.— бурное развитие микрометодов изучения состава и структуры веществ, сейчас известно около 3000 минералов. Темп таких исследований, возможно, будет ускоряться, число минеральных видов будет быстро расти.

НАЗВАНИЯ МИНЕРАЛОВ

Научная номенклатура объектов должна соответствовать их классификации. Но поскольку любая классификация — явление временное и отражает лишь определенный этап развития науки и определенный принцип подхода к объектам, всегда неизбежно существование терминологической путаницы, используются устаревшие, старые и новые, притом разные, термины. Если рассматривать минералы как химические вещества, в минералогии и химии должна быть единая классификация химических соединений, одни и те же их названия. Однако простое распространение современной номенклатуры неорганической и органической химии на минералы преждевременно: здесь имеются свои проблемы и ряд их разных решений, а в международной номенклатуре неорганических соединений кристаллохимические принципы систематики развиты слабее, чем в минералогии. Любопытный факт: в химических номенклатурах для многих силикатов используются их традиционные и старинные минералогические названия (например, альбит для вещества

$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и т. д.). Очевидно, только обоюдное сближение химической и минералогической систематик позволит выработать единую номенклатуру химических соединений. В ней наименование минерала почти обязательно не будет однословным, а особенности структуры могут быть отражены в названии вещества индексами или другими обозначениями по специально разработанной условной системе.

Используемые в настоящее время в минералогии исторически сложившиеся названия минералов случайны по отношению к современной трактовке понятия минералов и минеральных видов, а очень многие излишни, так как относятся к многочисленным разновидностям минералов. Есть названия, данные по собственным именам и фамилиям (биотит — в честь французского физика Жана Батиста Био, 1774—1862, открывшего в кристаллах оптическую двуосность), по географическим наименованиям (ильменит от Ильменских гор на Урале, мусковит, вернее московит — от древнего «Московия»), по физическим свойствам (ортоклаз пряморастрескивающийся, от орто — прямо и клаза — трещина, альбит — белый), по химическому составу (куприт от купрум — медь). А. С. Поваренных в 1966 г. предложил принципы переименования всех минеральных видов по их составу, но разработанные им однословные названия оказались трудноусваиваемыми, не образными и мало отразились на минералогической терминологии.

В настоящем учебнике мы используем традиционные названия минералов, но только те из них, которые относятся к минеральным видам в современном содержании этого понятия. Самостоятельные названия для многочисленных минеральных разновидностей как правило исключены из учебника. Их можно найти при необходимости на то в справочниках.

МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ДЛЯ САМОСТОЯТЕЛЬНОЙ РАБОТЫ С МИНЕРАЛАМИ

Здесь и в предыдущих главах все изложение материала велось в том аспекте, что минерал — это природное химическое соединение, а минералогия в какой-то мере может рассматриваться как химия земной коры. Однако это чисто теоретический аспект минералогии, а практический заключается в том, что минералог должен знать и уметь диагностировать объекты своей науки — минералы. При изучении материала этой и последующей глав надо ясно понимать, что знание минералов у любых студентов закладывается лишь во время их практических, лабораторных и самостоятельных (в том числе вне учебного расписания) занятий с эталонными и рабочими коллекциями и в музее. В этом отношении минералогия оказывается каверзным

предметом для недавних еще школьников: ее невозможно заучить дома по учебникам, не затратив серьезные усилия на практическую работу с минералами, а их-то дома и нет. Трудно и то, что у большинства студентов далеко не сразу складываются навыки диагностики минералов, поначалу это и огорчает и отпугивает их от дальнейших самостоятельных занятий. Не сразу дается умение верно определить твердость минерала, распознать оттенки его цвета и особенности блеска, выявить спайность, сделать верные предположения о морфологии кристаллов и их симметрии. Важно проявить упорство, а затем в какой-то момент навыки работы с минералами станут привычными. Полезно составлять для себя таблицы минералов (прил. 3), но заносить в них все сведения о минералах — это уже ошибка. Иначе зачем тогда учебники и справочники? В таких таблицах важнее указывать для себя лишь те сведения о минерале, которые позволяют студенту диагностировать этот минерал. Если же пренебречь практической работой по изучению минералов, заученные теоретические знания быстро превратятся в бессмысленные знания ни о чем.

Здесь необходимо указать важнейшие справочные пособия по характеристике минералов, их классификации, составу, структуре, свойствам, генезису, названиям. Полная сводка формул и кратких сведений о всех минеральных видах дана в «Минералогической энциклопедии» (Л., 1985). В «Минералогическом словаре» Г. Штрюбеля и З. Х. Циммера (М., 1987) включено 10 000 названий, в том числе старых, случайных и излишних — это полезный словарь при чтении научной литературы. Интересны словари Р. С. Митчелла «Названия минералов; что они означают?» (М., 1982) и П. Дж. Рида «Геммологический словарь; драгоценные и ювелирные камни, их синтетические аналоги и имитации» (Л., 1986).

Полная сводка кратких сведений о минералах дана Е. И. Семеновым с соавторами в справочнике «Минералогические таблицы» (М., 1981, 1983). Всеобъемлющее описание минералов дается в многотомном справочнике «Минералы», издаваемом АН СССР с 1960 г., в монографических трудах А. Г. Бетехтина «Минералогия» (М., 1950) и А. А. Годовикова «Минералогия» (М., 1-е изд. — 1975, 2-е изд. — 1983) и переводных изданиях — сводке И. Костова «Минералогия» (М., 1971), пятитомнике У. А. Дира, Р. А. Хауи, Д. Ж. Зусмана «Породообразующие минералы» (М., т. 1—3, 1965; т. 4, 5, 1966). Характеристику наиболее распространенных минералов можно найти также в «Геологическом словаре» (М., 1-е изд. — 1973, 2-е изд. — 1979). Структуры минералов описаны и изображены в книгах У. Л. Брэгга и Г. Ф. Кларингбулла «Структура минералов» (М., 1967) и Н. В. Белова «Очерки по структурной минералогии» (М., 1976).

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

К этому типу минералов относятся, во-первых, элементарные вещества (как говорят, самородные элементы), например, графит — С, алмаз — С, медь — Cu, висмут — Bi и т. п., их твердые растворы друг в друге, например, минералы состава (Au, Ag), (Au, Cu), (Pt, Fe), (Os, Ir) (табл. 19). Во-вторых, к этому же типу относятся особые химические соединения — интерметаллиды Pt_3Sn , Pt_2FeNi , Cu_7Hg_6 и др. (в них каждый металл занимает свои строго определенные позиции в кристаллической решетке минерала). Интересно в этом отношении сравнить минерал — интерметаллид Pt_3Fe и минерал — твердый раствор (Pt, Fe). В первом из них расселение атомов платины и железа строго закономерно, минерал имеет свою особую структуру, у второго минерала структура такая же, как у платины, лишь часть ее атомов неупорядоченно замещена железом. Вот примеры интерметаллидов:

аварунит $FeNi_3$, вайраунит $FeCo$, изоферроплатина (куб. с) Pt_3Fe , тетраферроплатина (тетр. с) Pt_4Fe , туламинит Pt_2FeCu , ферроникельплатина Pt_2NiFe , хонгшиит $PtCu$, рустенбургит Pt_3Sn , атокит Pd_3Sn , соболевскит $PdBi$, урванцевит $PdBi_2$, купроаунит Cu_3Au_2 , шахнерит $AgHg$.

Все простые вещества — очень редкие минералы, суммарно они составляют не более 0,02 % массы земной коры. Однако именно в виде таких минералов образуют промышленные концентрации некоторые особо ценные металлы — золото, платина, осмий, иридий, серебро. Значительная доля промышленных запасов серы, как химического сырья, сосредоточена в виде химически чистого элемента — самородной серы. Некоторые самородные элементы сами по себе являются ценным техническим материалом, например, алмаз — С и графит — С из-за своих особых свойств — твердости (алмаз), электропроводности и тугоплавкости (графит).

Ранее считалось, что самородное состояние возможно в природе только для некоторых химических элементов в силу их инертности. Современные исследования привели к открытию самородного цинка, алюминия, кадмия, кремния и многих других подобных ранее уникальных минералов, но, как оказалось, они, во-первых, образуются в действительно уникальных условиях и, во-вторых, в ничтожно-, исчезающе-малых количествах и мельчайших зернах. Такие же открытия постоянно делаются среди интерметаллидов и минералов — твердых растворов металлов. Каждый год приносит около четырех-пяти открытий подобных минералов. Они привели к обнаружению новых форм

Т а б л и ц а 19. Минералы — простые вещества и твердые растворы металлов

Класс	Группа	Минерал	Синго- ния	Твер- дость
Металлы и по- луметаллы	Меди	Медь Cu Золото (Au, Ag, Cu) Серебро (Ag, Au)	Куб. » »	3 2,5 3
	Железа	Феррит (Fe, Ni) ($\alpha = \text{Fe}$) Тэнит (Fe, Ni) ($\gamma = \text{Fe}$)	Куб. »	— 5
	Платины	Платина (Pt, Fe, Cu, Pd, Rh, Ni) Осмирид (Ir, Os) Родий Rh Палладий Pd	Куб. » » »	4 — — 4,5
	Алюминия Цинка Свинца Висмута Мышьяка	Алюминий Al Цинк Zn Свинец Pb Висмут Bi Мышьяк As	Куб. Гекс. Куб. Триг. »	— — 1,5 2 3,5
Неметаллы	Серы	Сера S Сульфурит S Розицкит S	Ромб. Мон. »	1,5 — —
	Углерода	Графит C Алмаз C Лонсдейлит C Чаонт C	Гекс. Куб. Гекс. »	1,5 10 — —

концентрации в рудах важных металлов — платины, никеля, золота и наоборот — форм рассеяния в этих рудах легирующих и вредных примесей микроэлементов.

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Кристаллические структуры минералов простых веществ относительно просты, причем эта простота особо характерна для самородных металлов. Большинство самородных металлов и твердые растворы металлов друг в друге имеют структуру, отвечающую плотнейшим упаковкам — кубической или гексагональной. Таковы структуры природного золота, меди, серебра, алюминия (все они кубические), цинка, рутения, осмия (они гексагональные). Но чем сильнее характер связей в веществе

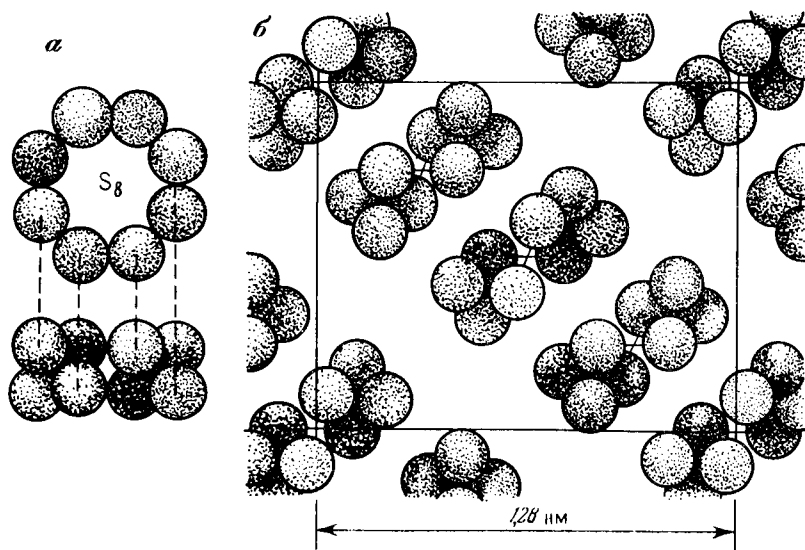


Рис. 66. Пространственная решетка серы (б) состоит из кольцевых молекул (а), скрепленных между собой остаточными силами связи

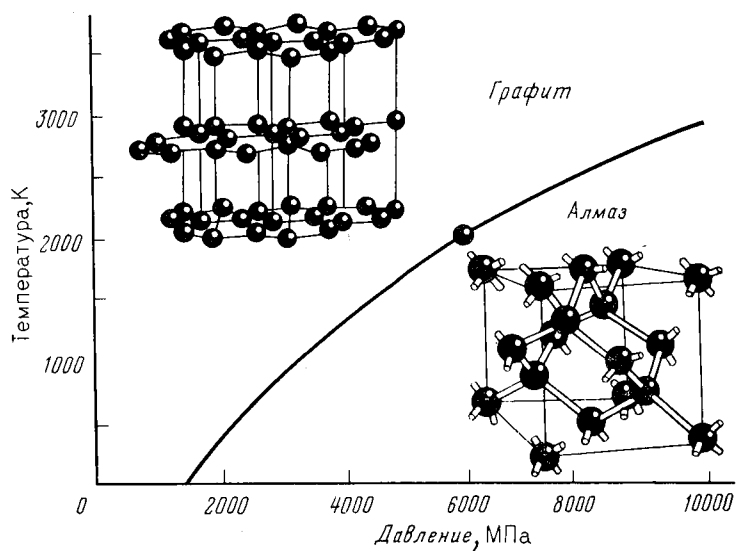


Рис. 67. Схемы структуры графита и алмаза и поля их устойчивости

отличается от металлических, тем более структура минерала отличается от идеальной плотнейшей упаковки и тем она сложнее. Особо показательны в этом отношении структуры самородной серы, алмаза и графита.

Структура серы является молекулярной, в каждой молекуле объединено в виде кольца по восемь атомов, соединенных ковалентными связями, полностью взаимно компенсирующимися, а суммарный заряд такого восьмерного кольца нулевой. Кольца (рис. 66) «накладываются» друг на друга в виде колонок, поразному ориентированных в пространстве, кольца и колонки связаны между собой остаточными (ван-дер-ваальсовскими) связями. Как будет показано ниже, все эти особенности химической связи и структуры минералов проявляются во внешней симметрии и огранке их кристаллов и в их физических свойствах.

Отдельно охарактеризуем структуры двух природных полиморфов углерода — алмаза и графита (рис. 67). В первом атомы углерода располагаются равномерно во всех трех измерениях кристалла по всему его объему, каждый атом окружен четырьмя соседними, между ними осуществляются ковалентные связи. Структура второго полиморфа слоистая, внутри слоя атомы связаны смешанными ионно-ковалентными, между слоями — существенно металлическими связями.

МОРФОЛОГИЯ КРИСТАЛЛОВ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Облик кристаллов — их внешняя симметрия и огранка тесно связаны с их структурой и условиями их роста. Первая зависимость хорошо иллюстрируется на примере большинства самородных металлов: в соответствии с тем, что их структура проста и образована по принципу идеальной плотнейшей кубической или гексагональной упаковок, внешняя симметрия кристаллов кубическая с огранкой в виде куба, октаэдра, ромбододекаэдра и их комбинаций (таковы кристаллы золота, меди, серебра) или гексагональная (трепональная) с огранкой кристаллов в виде призм и дипирамид, усеченных сверху и снизу гранями пинакоида (таковы кристаллы иридия). У самородных элементов — неметаллов разнообразие кристаллов и сложность их огранки гораздо больше и они относятся к разным сингониям. Сера кристаллизуется в ромбической сингонии в форме многогранников дипирамидального облика с гранями призмы и пинакоида. Кристаллы графита — это, как правило, тонкие пластинки (комбинация пинакоида, с тончайшими незаметными гранями гексагональных дипирамид), алмаз образует октаэдры, ромбододекаэдры, реже — кубы. Так же ярко проявляется структура и тип связей в физических свойствах минералов — простых веществ. Самородные золото, серебро, медь, железо и другие металлы имеют типичный для металлов блеск, хорошо

электропроводны и теплопроводны, ковки в разной степени и не имеют спайности. Сера с ее молекулярной структурой — хрупка, имеет малую плотность (2,05—2,08) и невысокую твердость (около 3), она легко воспламеняется и при этом плавится. Графит в результате резкой анизотропии строения кристаллической решетки имеет весьма совершенную спайность по уплощению кристаллов (по пинаконду) и высоко электропроводен из-за существенно металлических связей между слоями углерода в его структуре. Наконец, алмаз обладает высокой плотностью (3,5—3,6) и твердостью (10) из-за необычайной компактности своей структуры и ковалентных связей между атомами углерода.

ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ

Первое условие образования минералов — простых веществ — это прежде всего, инертность, малая активность химических элементов — таких как платина, осмий, иридий, отчасти — золото. Второе важное и часто независимое условие — малая химическая активность кислорода в среде минералообразования. Иногда оно осуществляется в ходе формирования некоторых горных пород мантийного происхождения. Полагают, что так образуются в ультраосновных горных породах самородные металлы платиновой группы и алмазы в ксенолитах глубинных (мантийных) горных пород в кимберлитовых трубках взрыва. Бывают и экзотические геологические явления, при которых резко понижается активность кислорода в кристаллизующемся расплаве — например, при прорыве базальтов через угленосные толщи осадочных горных пород. Возникающая восстановительная обстановка приводит к тому, что железо кристаллизуется не только в виде своих обычных для базальтов минералов — разных силикатов и оксидов, но и в виде самородных выделений. К числу таких же экзотических явлений относится образование самородной меди как промежуточного и очень неустойчивого продукта многоступенчатых процессов приповерхностного окисления рудных минералов меди — халькопирита CuFeS_2 и др.

Особый тип процессов образования самородных элементов — биохимические реакции. Так за счет жизнедеятельности некоторых бактерий могут формироваться крупные месторождения самородной серы в осадочных горных породах.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МИНЕРАЛАХ

Медь Cu. Химические примеси редки. Обычно это Ag, Au, Fe. Сингония кубическая. Встречается в виде желваков, одиночных неправильных зерен, проволочных, пластинчатых выделений в трещинах, в виде дендритов (см. рис. 34). Цвет медно-красный, часто медь покрыта черными, зелеными, синими налетами

оксидов и гидрокарбонатов меди. Блеск в свежем сколе металлический. Мягче ножа (тв. 2,5—3), тяжелая (пл. 8,4—8,9). Встречается вместе с купритом, теноритом, малахитом, хризокolloй в зоне окисления сульфидных руд и вместе с цеолитами в пустотах лав (США). Является рудой на медь.

Узнается по частой ассоциации с купритом, теноритом, малахитом, хризокolloй, по цвету и блеску в изломе, по большой плотности, ковкости, по крючковатому излому.

Золото Au. Химические примеси Ag, Pd, Rh, Cu, Fe, Bi. Сингония кубическая. Встречается в виде мельчайших пластинок (золотин), неправильных выделений и вкраплений в кварце и сульфидах (пирите, арсенопирите, блеклых рудах); правильные кристаллы очень редки, относительно чаще наблюдаются дендриты золота. В осадочных породах (россыпах) золото имеет облик самородков разных форм и размеров (массой от долей грамма до нескольких десятков килограмм). Цвет золотистый, блеск металлический, тв. 2—3, плотность около 16—18, у чистого золота 19,3.

Главнейшие промышленные месторождения — это, во-первых, среднетемпературные (реже — низкотемпературные) гидротермальные жилы, во-вторых, речные россыпи и конгломераты (современные и древние). Узнается по цвету, блеску, мягкости, большой плотности и частой ассоциации с кварцем.

Серебро (Ag, Au). Редкий минерал. Наблюдается в виде тонких пластин, листочков в трещинах руд и пород, а также в виде проволочных кристаллов и их агрегатах в пустотах руд. Как уникальные явления описаны самородки массой 1,5; 5; 40 т. Цвет серебисто-белый, блеск металлический. Излом крючковатый. Образуется в среднетемпературных гидротермальных (полиметаллических) и других месторождениях и в зоне окисления рудных месторождений.

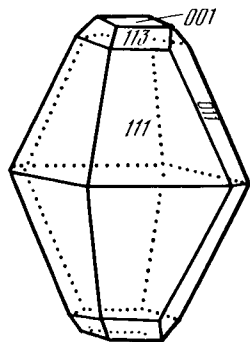
Железо. В природе встречается в двух полиморфных модификациях кубической сингонии — феррит (α -Fe) и тэнит (γ -Fe). В первой содержится никеля от 0,2 до 5—8 %, во второй — до 70 %. Обе модификации — крайне редкие минералы. Феррит встречен в виде вкраплений и крупных масс металла в некоторых земных и лунных базальтах, а в последние годы обнаружены мельчайшие каплевидные включения феррита (химически чистого железа) в минералах различных горных пород (от ультраосновных до кислых), в алмазе и оливине кимберлитов. Обе модификации железа являются главными составными частями железных и железокремнистых метеоритов. Их агрегаты в метеоритах имеют на полированной и протравленной азотной кислотой поверхности штриховой узор, известный под названием фигур Видманштеттена. В этом агрегате феррит (здесь он максимально обогащен никелем, в литературе по планетологии и астрономии его называют камаситом) имеет

форму пластинок, а пространство между ферритовыми пластинками заполнено тэнитом. Эти агрегаты являются, видимо, результатом распада на две фазы первичного гомогенного твердого раствора никель-железо.

Платина. Природная платина является твердым раствором очень сложного состава (Pt, Ir, Ru, Os, Pd, Fe, Ni). Крайне редка. Встречается в ультраосновных горных породах мантийного происхождения в виде мельчайших включений. В условиях земной коры вовлекается в процессы преобразования и, по представлениям Н. С. Рудашевского, дает начало ряду минералов — тетраферроплатине, изоферроплатине, самородным Os и Ir, сперилиту $PtAs_2$, купериту PtS и др. Эти минералы платины являются главными формами ее концентрации. При выветривании ультраосновных горных пород и последующем размыве кор выветривания платина, ферроплатина и изоферроплатина накапливаются в россыпях, откуда они и добываются для получения чистой платины.

Все минералы платины — первичные и вторичные встречаются совместно в общих зернах и самородках, многофазность их внутреннего строения распознается только в микроскопах большой разрешающей способности. Поэтому долгое время платина принималась за один минерал переменного и сложного состава и называлась самородная платина или поликсен (от греч. поли — много, ксенос — чужой). Цвет таких зерен и самородков меняется от серебристо-белого до зелено-черного, твердость колеблется в пределах 4—4,5, плотность — от 15 до 19. Самородная платина магнитна, электропроводна.

Мышьяк As. Очень редок. Встречается в массивных, почковидных агрегатах оловянно-белого (на свежей поверхности) или темно-серого цвета в составе гидротермальных рудных жил. Ассоциирует с сульфидами и арсенидами серебра, кобальта, никеля.



Сера S. Обычно химически чистая. Сингония ромбическая. Встречается в виде каннфолеподобных и аморфных на вид масс, гнезд, прожилков, друз в осадочных горных породах, а также в виде одиночных кристаллов в составе вулканических возгонов. Кристаллы образованы комбинацией граней дипирамид, призм, пинакоида (рис. 68). Полупрозрачная. Цвет желтый, зеленовато-желтый, грязно-желтый. Блеск жирный в агрегатах и изломе кристаллов, а на их гранях — алмазный. Хрупкая, мягкая (тв. 1—2), легкая (пл. 2,05—2,08). Плавится и загорается в пламени спички.

Рис. 68. Кристалл серы

Промышленные месторождения образуются как продукт кристаллизации вулканических возгонов и в осадочных горных породах. В них сера формируется за счет разложения сероводорода бактериями или за счет окисления его кислородом воздуха. Используется для производства серной кислоты и как ядохимикат.

Ее можно узнать по цвету, блеску, форме кристаллов, их хрупкости, легкой воспламеняемости и по обычной приуроченности к глинам и другим осадочным горным породам.

Графит С. Обычно химически чист. Сингония гексагональная. Чаще всего встречается в плотных, жирных на ощупь и на вид массах темно-серо-черного цвета, реже (в мраморах, сланцах и др.) образует вкрапленность одиночных пластинчатых гексагональных кристаллов с сильным металлическим блеском. Очень мягкий (тв. 1).

Промышленные месторождения графита приурочены к нефелиновым сиенитам и к метаморфическим горным породам. Графит используется в металлургии, в качестве технических смазок, для изготовления электродов и движущихся контактов в электроаппаратуре.

Узнается по цвету, мягкости, форме одиночных кристаллов.

Алмаз С. Полиморфная модификация углерода, устойчивая при высоких давлениях (см. рис. 67), при нормальном давлении и температуре находится в метастабильном состоянии, сгорает при 850 °С, превращаясь в СО₂. Сингония кубическая. Кристаллы в виде октаэдров, ромбододекаэдров, реже — кубов, очень часто на гранях имеются многочисленные ступеньки роста и растворения; если они неразличимы глазом, грани кажутся искривленными, сферическими; обычны двойники. Кристаллы массой более 400 кар (80 г) крайне редки и все известны (табл. 20).

Твердость алмаза в среднем 10, но она чуть различная на разных гранях и при царапании в разных направлениях. Этим и пользуются при распиливании и шлифовке кристаллов алмаза алмазом. Имеется спайность по октаэдру. Пл. 3,50—3,53.

Окраска алмазов разная, чаще всего встречаются бесцветные прозрачные кристаллы. Известны голубые (из-за вхождения ничтожных количеств бора в позиции углерода), желтые (микропримесь азота входит в позиции углерода), красные, оранжевые, коричневые, зеленые, черные (из-за вростков графита) кристаллы алмаза. Алмаз имеет высокий показатель преломления (2,42), сильную дисперсию (0,044), что обуславливает игру света («пламень») в бриллиантах при специальной их огранке.

Алмазы добываются из первичных и вторичных месторождений. Среди первичных главными являются вертикальные трубообразные тела (диатремы), самое большое из них просле-

Таблица 20. Сведения о крупнейших алмазах по регионам

Первоначальная масса, кар	Название	Регион
3106	Куллинан	ЮАР
972	Эксельсиор	»
967	Звезда Сьерра-Леоне	Сьерра-Леоне, Западная Африка
793	Великий Могол	Индия, Голконда
770	Войя	Сьерра-Леоне
727	Президент Варгас	Бразилия
726	Джонкер	Южная Африка
651	Юбилейный	ЮАР
616	Дьютойспен	»
609	Баумгольд	Южная Африка
601	Лесото	Лесото, Южная Африка
600	Гояс	Бразилия
511	Вентер	Южная Африка
503	Кимберлей	»
469	Империял	»
455	Дарсу Варгас	Бразилия
440	Низами	Индия
434	Светоч мира	Западная Африка
428	Виктория	Южная Африка
428	Де Бирс	»
426	Снежная королева	»
416	Берглен	»
412	Бродерик	»
410	Питт (Регент)	Индия
409	Президент Дутра	Бразилия
400	Коромандель IV	»
342	XXVI съезд КПСС	Якутия
292	40 лет победы	»
232	Звезда Якутии	»
201	60 лет ВЛКСМ	»
174	60 лет Якутской АССР	»
24,5	Без названия	Урал

жено шахтами на глубину 1 км и уходит вниз. Это вулканические жерла (рис. 69), заполненные брекчией. Брекчия состоит из обломков и ксенолитов окружающих и осевших сверху пород и из обломков пород, вынесенных с глубин 45—90 км и более. Цементом является вулканокластический материал, туфы щелочно-ультраосновного состава, так называемые, кимберлиты и лампроиты. Алмазы в виде правильных кристаллов входят (иногда в громадном количестве) в состав единичных небольших обломков некоторых пород глубинного происхождения, а в виде частично резорбированных, оплавленных, растворенных кристаллов рассеяны в цементирующем обломки туфе, но здесь их количество ничтожное, так что в сумме содержание алмаза в объеме всей алмазоносной, даже промышленной

трубки составляет сотые-десятые доли грамма на 1 т породы. В цементирующей массе рассеяны также вкрапления кристаллов форстерита, диопсида, пироксена, ильменита, перовскита, магниевого граната пиропа, а в лампроитах к ним добавляются еще и вкрапления калиевых силикатов (лейцита, санидина, флогопита, калиевого амфибола и др.).

Кимберлитовые трубки располагаются на платформах, лампроитовые — в их складчатом обрамлении. Время образования трубок разное — от архея до кайнозоя, а возраст алмазов в них составляет около 2—3 млрд лет (это пока еще единичные результаты изотопных геохронологических определений). Образование трубок связано с прорывом вверх по узким каналам под большим давлением щелочно-ультраосновных расплавов. А. В. Ухановым установлено, что скорость движения прорывающейся магмы была очень большой, около 80 км/ч, магма отрывала и выносила вверх обломки разного состава. Если в них содержались алмазы, трубка становилась алмазоносной. Сами же алмазы являются наиболее стабильной полиморфной модификацией углерода в глубинных зонах Земли. По другим гипоте-

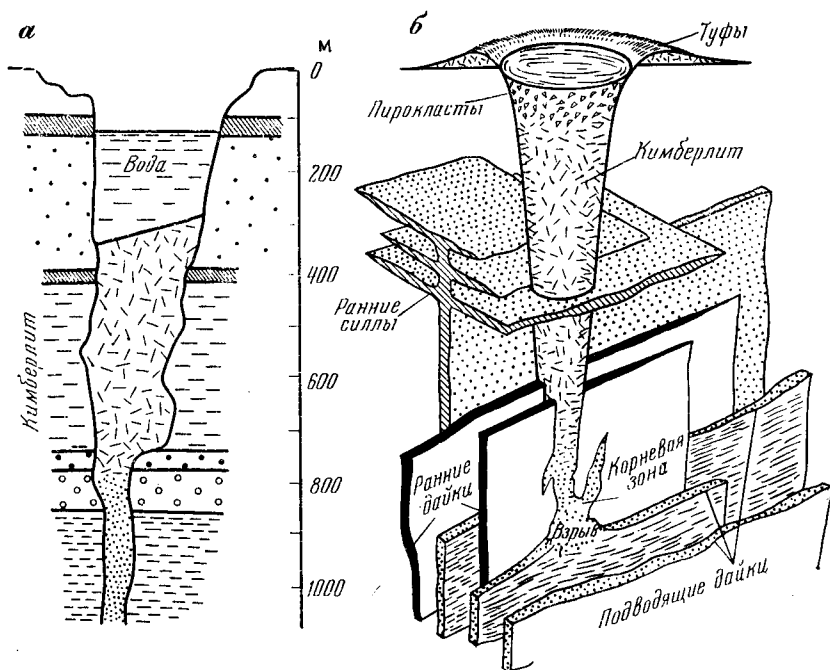


Рис. 69. Строение кимберлитовой трубки (диатремы):

а — разрез в шахте Премьер, ЮАР; б — принципиальная схема кимберлитовой трубки на всю ее глубину, по Р. Митчеллу

зам они кристаллизовались в магме в ее глубинных очагах, а затем выносились магмой наверх. Здесь они частично растворялись.

Наиболее богатые алмазами трубки известны в Австралии и Южной Африке. Алмазоносные трубки имеются в Сибири (в Якутии), США и других местах. В алмазоносных районах далеко не все кимберлитовые и лампроитовые трубки содержат алмазы.

Из редких типов первичных месторождений алмаза также назовем его единичные находки в оливинитах (дунитах), перидотитах, диабазах, а также в эклогитах и импактные алмазы. Эклогиты — это метаморфические породы, продукты процессов регионального метаморфизма при высоких давлениях и температурах. Алмазы образовались в них, видимо, за счет углерода первичных, подвергшихся метаморфизму пород. Импактные (ударные) алмазы образуются за счет углерода при ударе метеоритов о Землю; есть находки алмазов как в самих метеоритах, так и в породах метеоритных кратеров.

Вторичные месторождения алмазов — это россыпи разного генезиса и возраста. Алмаз сопровождается в них иногда платиной, золотом. Характерна частая ассоциация алмаза в россыпях с пиропом, ильменитом, хромсодержащим диопсидом.

Алмазы широко используются в технике в качестве сверхтвердого материала для изготовления буровых коронок, резцов, фильеров, сверл, абразивных материалов; 75—80 % добываемых алмазов являются техническими.

Контрольные вопросы

1. Чем отличаются по своей структуре интерметаллиды от твердых растворов металлов?
2. Каковы главные типы структур и химических связей у минералов — простых веществ, как они сказываются на свойствах минералов?
3. Каковы условия образования самородных меди, золота, серы, графита и алмаза?

Глава 9

СЕРНИСТЫЕ СОЕДИНЕНИЯ И ИХ АНАЛОГИ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

К этому типу относится около 500 минеральных видов, главным образом сернистых соединений металлов и полуметаллов, таких как дисульфид железа II — пирит FeS_2 , сульфид железа и меди — халькопирит CuFeS_2 , сульфид цинка — сфалерит ZnS и

Т а б л и ц а 21. Главнейшие минералы — сернистые соединения и их аналоги

Класс	Группа	Минерал	Сингония	Твердость
Простые сульфиды	Аргентита	Аргентит Ag_2S	Ромб.	2—2,5
		Халькозин Cu_2S	»	2—3
	Галенита	Галенит PbS	Куб.	2—3
		Алабандин MnS	»	3,5—4
	Сфалерита	Сфалерит $(\text{Zn}, \text{Fe}) \text{S}$	»	3—4
		Киноварь HgS	Триг.	2—2,5
	Пирротина	Пирротин FeS	Мон.	4
		Троилит FeS	Гекс.	3—4
		Пентландит $(\text{Fe}, \text{Ni}) \text{S}$	Куб.	3—4
	Реальгара	Никелин NiAs	Гекс.	5
		Реальгар AsS	Мон.	1,5—2
		Аурипигмент As_2S_3	»	1—2
	Стибнита	Стибнит (антимонит) Sb_2S_3	Ромб.	2—2,5
		Висмутин Bi_2S_3	»	2—2,5
	Молибденита Халькопирита	Молибденит MoS_2	Гекс.	1
		Халькопирит CuFeS_2	Тетр.	3—4
		Станнин $\text{Cu}_4\text{Fe}_2\text{Sn}_2\text{S}_8$	»	3—4
		Кестерит $\text{Cu}_4\text{Zn}_2\text{Sn}_2\text{S}_8$	»	4
		Борнит Cu_5FeS_4	Куб.	3
	Ковеллина Линнеита	Ковеллин $\text{CuS}-\text{Cu}_2\text{CuS}(\text{S}_2)$	Гекс.	1,5—2
		Грейгит (мельниковит) FeFe_2S_4	Куб.	4
Сульфосоли	Энаргита Красных се- ребряных руд	Энаргит $\text{Cu}_3(\text{AsS}_4)$	Ромб.	3,5
		Прустит $\text{Ag}_3(\text{AsS}_3)$	Триг.	2—2,5
		Пираргирит $\text{Ag}_3(\text{SbS}_3)$	»	2—2,5
	Блеклых руд	Блеклая руда $\text{Cu}_{12}(\text{Sb}, \text{AsS}_3)_4\text{S}$	Куб.	3—4
		Буланжерита $\text{Pb}_5(\text{Sb}_2\text{S}_4)_2 \times \text{S}_3$	Мон.	2,5—3
	Джемсонита	Джемсонит $\text{Pb}_4\text{Fe}(\text{Sb}_3\text{S}_7)_2$	»	3
Персульфи- ды	Пирита	Пирит $\text{Fe}(\text{S}_2)$	Куб.	6—6,5
		Сперрилит PtAs_2	»	6—7
		Кобальтин $\text{Co}(\text{AsS})$	»	5—6
	Марказита	Марказит $\text{Fe}(\text{S}_2)$	Ромб.	5—6
		Лёллингит $\text{Fe}(\text{As})_2$	»	5,5
		Саффлорит $\text{Co}(\text{As}_2)$	»	5
		Раммельсбергит $\text{Ni}(\text{As}_2)$	»	5,5
		Арсенопирит $\text{Fe}(\text{AsS})$	Мон.	5,5—6
			(псевдором- бическая)	
	Смальтина (шмальтина)	Глаукодот $\text{Co}(\text{AsS})$	Ромб.	6
		Скуттерудит $\text{Co}_4(\text{As}_4)_3$	Куб.	5,5—6
		Шмальтин $\text{Co}_4(\text{As}_4)_3$	»	5,5—6
		Хлоантит $\text{Ni}_4(\text{As}_4)_3$	»	6

более сложные соединения. С позиций общей химии их можно разбить на четыре класса (табл. 21): 1) простые сульфиды, как бы соли сероводородной кислоты, таковы сфалерит ZnS , киноварь HgS , сульфид молибдена IV — молибденит MoS_2 и др.; 2) двойные и многокомпонентные соли сероводородной кислоты, например, халькопирит CuFeS_2 , борнит Cu_5FeS_4 , станнин $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$ и др.; 3) соли тиокислот, т. е. бескислородных кислот, в которых его роль играет сера, — например, красная серебряная руда $\text{Ag}_3(\text{SbS}_3)$, это как бы серебряная соль сурьмяной сульфокислоты H_3SbS_3 ; 4) полисернистые соединения (персульфиды), они, можно сказать, являются солями полисернистой кислоты H_2S_2 со своеобразным комплексным двухзарядным анионом $(\text{S}_2)^{2-}$ — дисульфид железа II — пирит $\text{Fe}(\text{S}_2)$ и др.

Ближайшими аналогами сульфидов являются арсениды и их смешанные соединения (арсенидо-сульфиды), например, $\text{Fe}(\text{As}_2)$ и $\text{Fe}(\text{AsS})$, как бы служащие аналогами вещества $\text{Fe}(\text{S}_2)$. Или другой пример — $\text{Co}(\text{AsS})$ и $\text{Co}_4(\text{As}_4)_3$ и т. п. Так же аналогами сульфидов по химическому составу являются селениды и теллуриды: PbTe — алтаит (сравните с PbS — галенитом), PbSe — клаусталит. Надо сразу обратить внимание на то, что аналогия эта не прямая, и чаще подобны друг другу лишь химические формулы минералов.

Сернистые соединения и их аналоги имеют большое промышленное значение. Они являются главной рудой на медь, цинк, свинец, ртуть, висмут, кобальт, никель и другие цветные металлы. Из них извлекают мышьяк, сурьму, а пирит $\text{Fe}(\text{S}_2)$ служит сырьем для получения серного ангидрида и производства серной кислоты. Обратите внимание — черные металлы (железо, хром, марганец) из руд, где они представлены сульфидами, не извлекаются (избыток серы мешает этому).

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Главные кристаллохимические особенности сульфидов, а отчасти и их аналогов, определяются сочетанием в кристаллических постройках этих минералов типичного ионообразователя — серы и типичных металлов — железа, меди, свинца, цинка и др. Важна и степень различия в их размерах — радиус S^{2-} составляет 0,174 нм (по В. М. Гольдшмидту), радиусы Fe^{2+} , Pb^{2+} , Zn^{2+} , Co^{2+} — соответственно, 0,082; 0,132; 0,083; 0,082 нм, а в целом колеблются от 0,13 до 0,06 нм, т. е. структуры сульфидов далеко не всегда могут идеально соответствовать плотнейшей упаковке атомов. Можно отметить еще два фактора, сказывающиеся на структурах сульфидов — легкая поляризуемость крупных ионов серы и возможность осуществления серой ковалентных связей с образованием комплексных анионов типа $(\text{S}_2)^{2-}$, $(\text{AsS})^{3-}$ и т. п. В целом, сульфиды характеризуются

большим разнообразием структур и сложными химическими связями в них, ионно-металлическими, ионно-ковалентно-металлическими, смешанными донорно-акцепторными, но всегда с большой ролью именно металлической компоненты связей.

Упрощая и формализуя, можно сказать, что все разнообразие кристаллических структур сульфидов и их аналогов подразделяется на следующие условные типы — координационные, островные, цепочечные (ленточные), слоистые, с комплексными анионами. Есть и другие типы структур, но они более редки.

Координационные структуры. Принцип построения этих структур наиболее наглядно демонстрируется на примере галенита PbS. В сущности у галенита структура та же, что и у NaCl (а она является обычным примером при описании кристаллических веществ в школьных и вузовских курсах общей физики и химии), но позиции натрия заняты свинцом, хлора — серой (см. рис. 2), координационные числа свинца и серы одинаковые — 6. Как видно, закон чередования атомов во всех трех измерениях одинаковый, свинец и сера взаимно окружают («ко-

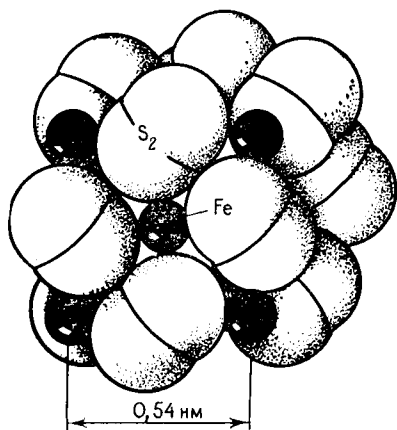
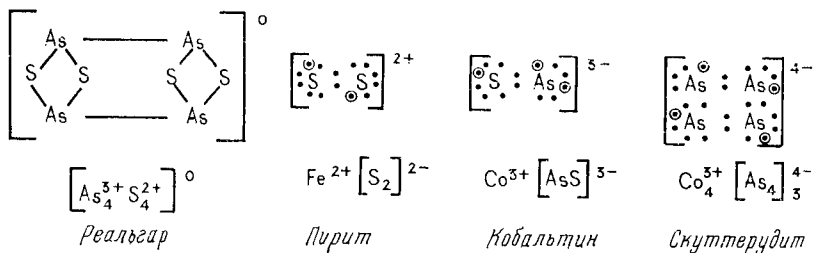


Рис. 70. Модель структуры пирита

Рис. 71. Схема атомных группировок в некоторых сульфидах



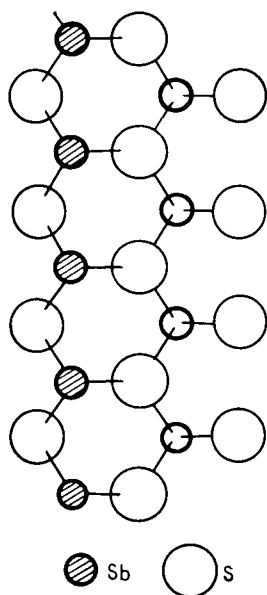


Рис. 72. Схема строения ленточных группировок в структуре антимонита

ординируют») друг друга без образования каких-либо особых группировок. По этому же принципу построена структура цинковой обманки, пирротина, нильмина, халькопирита.

Островные структуры характерны для пирита и других полисернистых соединений (персульфидов) и их аналогов — кобальтина, марказита, арсенопирита, шмальтина. Структура пирита является, как и у галенита, аналогом структуры NaCl , но в пирите атомы серы не одиночные, а sdвоенные (рис. 70). Они соединены существенно ковалентными связями в двухзарядный комплекс $(\text{S}_2)^{2-}$, это как бы островная обособленная группировка в структуре минерала. Сходные островные группировки можно выделить в структуре арсенопирита — это комплекс $(\text{AsS})^{3-}$, в кобальтине — $(\text{AsS})^{3-}$, в скуттерудите и шмальтине — $(\text{As}_4)^{4-}$ (рис. 71). В этих комплексах атомы, объединяясь, стремятся создать вокруг себя устойчивую восьмизлектронную оболочку за счет обобщения своих внешних

электронов. Но их не хватает. Число нехватящих электронов и есть заряд комплекса, он компенсируется за счет связей с металлическими атомами в минерале. Еще один пример островной структуры — реалгар AsS . В нем имеются молекулярные комплексы $(\text{As}_4\text{S}_4)^0$, в которых ионы скреплены ковалентными связями, но сами они имеют нулевой заряд (см. рис. 71). В итоге получается молекулярный кристалл состава As_4S_4 .

Ленточные структуры типичны для антимонита Sb_2S_3 и висмутита Bi_2S_3 . В антимоните каждая лента бесконечна и имеет состав и заряд $(\text{Sb}_2\text{S}_3)^0$, они ориентированы в минерале параллельно друг другу (рис. 72) и соединены остаточными (ван-дер-ваальсовскими) связями.

Слоистые структуры. Примером является структура молибденита. Она как бы состоит из трехслойных пакетов, в каждом из них средний слой молибденовый, верхний и нижний — из атомов серы. Общий заряд пакета нулевой, между ними осуществляются остаточные силы связи.

Структуры с комплексными анионами характерны для сульфосолой. Кислотный радикал в них и является комплексным ионом, занимающим в кристаллической решетке несколько обособленные позиции. Например, в структуре красной серебряной руды $\text{Ag}_3(\text{SbS}_3)$ имеются комплексные анионы $(\text{SbS}_3)^{3-}$. Они

имеют вид низких широких тригональных пирамид с атомами сурьмы в их вершинах и атомами серы в их основаниях, между этими комплексными анионами размещаются атомы серебра. Сходные комплексные анионы — $(\text{SbS}_3)^{3-}$ и $(\text{AsS}_3)^{3-}$ имеются в структуре блеклых руд. А в энаргите комплексные анионы иные за счет другой валентности центрального атома мышьяка, это $(\text{AsS}_4)^{3-}$. Бывают комплексные анионы $(\text{SbS}_4)^{3-}$ и др.

МОРФОЛОГИЯ КРИСТАЛЛОВ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Некоторые сульфиды служат яркими примерами зависимости облика (рис. 73) кристаллов от структуры минерала. Сульфиды с координационными структурами, кристаллизующиеся в кубической сингонии (сфалерит, галенит и др.), образуют кристаллы в виде простейших тетраэдров, кубов, октаэдров, иногда усложняемых другими гранями. Они могут кристаллизоваться и в иных сингониях, но все равно их кристаллы часто имеют изометричный облик и псевдокубическую внешнюю симметрию. Таковы, например, кристаллы халькопирита — тетрагонального минерала координационной структуры. Они, как правило, образованы гранями тетрагонального тетраэдра, внешне не отличимого от кубического тетраэдра. Также изометрично развиты кристаллы пирита. Хотя его структура не координационная, но очень близка к ней, отличаясь лишь заменой одиночных атомов серы на двоянные.

Ярко проявлена связь морфологии и структуры у цепочечных (ленточных) и слоистых сульфидов. Приведем два примера этой связи — кристаллы антимонита и молибденита. Первые имеют длиннопризматический облик, кристаллы удлинены вдоль цепочек $(\text{Sb}_2\text{S}_3)^0$ в пространственной решетке минерала. Структура молибденита слоистая с шестичленными кольцевыми группировками атомов внутри слоев, соответственно этому кристаллы молибденита имеют вид шестиугольных (гексагональных) пластинок — пинакоидов с тончайшими, порой невидимыми гранями других простых форм.

Физические свойства сульфидов и их аналогов очень специфичны. Внешне они подобны металлам — непрозрачны, имеют металлический или металлоидный блеск, цвета как и у металлов — в большинстве случаев серо-черные и желтые (реже — красные и синие) разной интенсивности и оттенков, они электропроводны. Все эти особенности физических свойств обусловлены преобладанием металличности химических связей в сульфидах. Так же характерно и обусловлено этим же типом связи то, что все сульфиды, за исключением персульфидов, имеют относительно низкую твердость — от 1 до 5 (т. е. мягче стекла). Твердость персульфидов (пирита, кобальтина, марказита, арсенопирита, шмальтина) равна или более 5, что предопределено

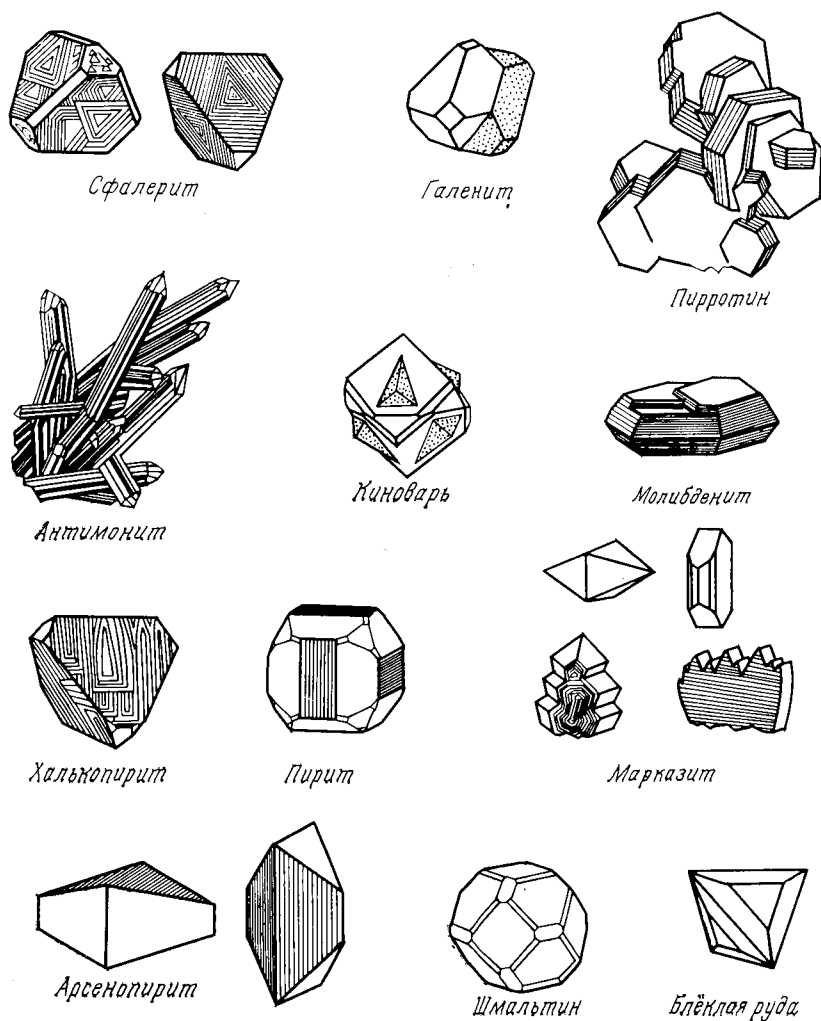


Рис. 73. Кристаллы некоторых сульфидов

проявлением в них преимущественно ковалентных, сильных связей внутри островных группировок $(S_2)^{2-}$, $(AsS)^{3-}$ и т. п. В то же время свойства реального, в структуре которого тоже можно выделить острова $(As_4S_4)^0$, иные: он мягкий (твердость 1,5—2), имеет спайность, легко плавится ($t=310^\circ C$). Это объясняется тем, что связи между комплексами слабые, остаточные.

Особо остановимся на электрических и магнитных свойствах

сульфидов. Эти образования обладают способностью одновременно к электронной и ионной проводимости электричества. В результате, два контактирующих в руде зерна двух разных сульфидов, смоченные водой, образуют гальванический микроэлемент с определенным значением эдс. На контакте зерен происходят электрохимические реакции как на аноде и катоде с переходом части ионов в водный раствор, а это приводит, в свою очередь, к формированию вокруг сульфидных руд ореолов рассеивания металлов, по которым можно искать эти руды.

За счет интенсивной окраски минералов и малой или относительно невысокой твердости сульфиды дают на бисквите хорошую черту. Цвет черты является одним из диагностических признаков сульфидов. Плотность их высокая.

ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ

В природе сульфиды кристаллизуются чаще всего из водных растворов при температурах приблизительно от 600 °C и ниже. Так образуются разные по металлоносности гидротермальные месторождения. Так же из гидротермальных растворов кристаллизуются сульфиды в скарнах, грейзенах и метаморфических горных породах, а из водных растворов образуются сульфиды в осадочных горных породах. Особо, как дополнение к гл. 6, рассмотрим три своеобразных типа сульфидных месторождений — стратиформные (пластообразные) руды среди осадочных пород, особый тип вкрапленных и жильных руд в габбро (так называемые ликвационные руды), а также конкреции в придонных осадках.

Стратиформные (или пластовые) месторождения представляют собой один из главных источников для добычи меди, свинца, цинка и некоторых других металлов. Они связаны с различными комплексами осадочных горных пород: сланцами, песчаниками и карбонатными отложениями. Характерной особенностью руд стратиформных месторождений является довольно простой набор минералов, а именно: пирит, халькопирит, борнит, халькозин, галенит, сфалерит, которые встречаются в различных сочетаниях. Эти сульфиды располагаются во вмещающих их осадочных горных породах в виде вкрапленности мелких зерен и прожилков, реже формируют цемент песчаников или создают участки массивных руд. Многочисленные теории происхождения стратиформных рудных залежей сводятся по существу к альтернативе. Либо рудное вещество отложилось в процессе осадконакопления и затем в ходе эпигенеза было преобразовано, либо это вторичная минерализация, отложенная в осадочных горных породах просачивавшимися через них как через фильтр гидротермальными рудоносными рас-

творами. Но в любом случае важно то, что стратиформные рудные месторождения имеют большую протяженность. И даже при малом содержании в них полезного компонента они являются крупными концентраторами руд.

Несколько особняком среди стратиформных стоят колчеданные месторождения. Они представляют собой пласты осадочных или вулканогенно-осадочных горных пород, насыщенных сульфидами. Специфичен их набор. Это почти всегда пирит и халькопирит с примесью других сульфидов, их общее содержание может достигать 80—90 % объема слоя осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Руды этого типа образуются в областях вулканической деятельности в придонных морских отложениях при пропитывании их металлоносными эксгаляциями подводных вулканических аппаратов. При процессах диагенеза и последующего преобразования природных илов, осадков, туфов, насыщенных сульфидами, и формируются колчеданные руды.

К *ликвационным* относят медно-никелевые месторождения сульфидных руд в ультраосновных — основных интрузивных массивах на древних щитах и платформах. Сульфиды представлены здесь халькопиритом, пирротинном, пентландитом и другими минералами, они образуют сплошные массы — жилки, гнезда, неправильные вкрапления размером до 2—3 см, рассеянные в перидотитах, габбро и других горных породах этих интрузий. В массе сульфидов обычны вкрапления хороших кристаллов магнетита и тончайшая, невидимая глазом вкрапленность минералов платины. Как полагают, механизм образования этих руд очень сложен, а условия их появления довольно экзотичны. Они образуются из ультраосновных — основных магм, не только обогащенных медью, никелем, платиной, что в общем-то свойственно в той или иной степени таким магмам, но содержат в своем составе серу в количестве до 1—3 %. Ее источник не всегда ясен, возможно это окружающие интрузию осадочные горные породы с гипсом и ангидритом. Такой обогащенный серой магматический расплав при остывании, как полагают, распадается (ликвирует) на две части — силикатный расплав с эмульсионными каплями медно-никель-сульфидного расплава. При дальнейшем остывании интрузии сначала раскристаллизовывается силикатный расплав с образованием оливинитов, перидотитов, габбро. Затем застывает сульфидный расплав, и в этих горных породах образуется рудная вкрапленность, так объясняют присутствие рассеянных в породе округлых скоплений сульфидов — пирита, халькопирита, пирротина диаметром от долей миллиметра до 5—10 мм. В неспокойных тектонических условиях капельки сульфидного расплава отжимаются в трещины. Так объясняют образование рудных гнезд, линз, жилок. В противовес этой сложной кар-

тине формирования месторождений подобного типа многие исследователи выдвигают гипотезу об их обычном для сульфидов гидротермальном генезисе и приводят много веских аргументов в пользу этой гипотезы.

В придонных осадках в водных бассейнах в ходе диагенеза образуются пирит, марказит, мельниковит, галенит, сфалерит. Сначала они формируют рассеянную вкрапленность и коллоидные выделения за счет коагуляции и раскристаллизации коллоидов. Затем на поздних стадиях диагенеза одновременно с процессами уплотнения осадков и отжима поровых вод идет образование конкреций пиритового, марказитового или смешанного пирит-марказитового состава.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МИНЕРАЛАХ

Халькозин Cu_2S . Встречается в сплошных массах, в виде желвачных агрегатов, мономинеральных жилок и в виде вкрапленности в медистых песчаниках. Цвет серо-черный, излом шероховатый, матовый, блеск слабый металлический, жирный. Очень обычны на нем цветные налеты малахита, азурита и сульфатов меди.

Это низкотемпературный гидротермальный минерал, обычен также для зоны окисленных руд, где образуется в подзоне вторичного сульфидного обогащения, типичен для медистых песчаников. Совместно с другими минералами служит рудой на медь.

Узнается по цвету, характеру выделений, цветным налетам. От сходных по виду блеклых руд отличается тем, что игла оставляет на нем блестящую царапину.

Галенит PbS . Изоморфные примеси: Ag , Sb , Tl , Se , Te . Сингония кубическая. Кристаллы встречаются в виде друзочек в пустотах руды и сразу запоминаются своей простотой и совершенством — это кубы и комбинации куба и октаэдра. Обычно образует зерна, вкрапленные в кварц, карбонаты и агрегаты других рудных минералов. Цвет свинцово-серый, блеск металлический, от сильного до слабого. Весьма совершенная спайность по кубу — легко колетя ступеньками по трем взаимно перпендикулярным плоскостям. Мягче кальцита (тв. 2,5). Очень тяжелый (пл. 7,6).

Образуется в гидротермальных месторождениях, скарнах и стратиформных месторождениях. Является главной рудой на свинец, нередко из него попутно извлекают серебро, висмут, галлий и др. Легко узнается по цвету, спайности, тяжести, низкой твердости и ассоциации минералов — сфалерита, халькопирита и других сульфидов.

Сфалерит $(\text{Zn}, \text{Fe})\text{S}$, железа не более 20 % от суммы $(\text{Fe} + \text{Zn})$. Другие изоморфные примеси: Mn , Cd , Hg , Sc . Син-

гония кубическая. Кристаллы в виде тетраэдров. Обычно образует одиночные вкрапления изометричных зерен, сверкающих на плоскостях спайности алмазным или полуметаллическим блеском. Спайность совершенная по ромбододекаэдру, т. е. по шести разноориентированным плоскостям, поэтому зерна многократно взблескивают при поворотах образца. Свойства сильно зависят от состава: почти безжелезистые разновидности прозрачны, бесцветны или зеленоватые, медово-желтые, сверкают алмазным блеском; маложелезистые, но с марганцем, разновидности имеют красновато-коричневый цвет и алмазный блеск; сильно железистые цинковые обманки коричнево-черные и черные, с полуметаллическим блеском, спайность в них проявлена хуже. Черта во всех случаях коричневая, но разной интенсивности (от светлой до бурой).

Образуется обычно вместе с галенитом и пиритом в гидротермальных месторождениях, скарнах и стратиформных рудах. Является рудой на цинк, кадмий.

Легко узнается по спайности, блеску, цвету и ассоциации с галенитом, халькопиритом, кварцем, кальцитом.

Киноварь HgS . Образует ало-красные, карминово-красные зерна, вкрапленные в песчаник или мрамор или входящие в состав кварцевых жил с антимонитом и флюоритом. В крупных зернах заметна спайность и алмазный блеск на ее плоскостях. В агрегатах блеск жирный, матовый. Черта яркая ало-красная, как от мокрого карандаша. Очень тяжелая (пл. 7,7).

Образуется в низкотемпературных гидротермальных месторождениях. Является рудой на ртуть.

Узнается по цвету, черте, ассоциации с флюоритом, антимонитом, кварцем. Характерна форма кристаллов киновари — ромбоэдри и их двойники прорастания.

Пирротин. Состав переменный, приблизительно это FeS , но почти всегда имеется «недостаток» железа («избыток» серы). Это объясняют по-разному дефектами структуры минерала. Для минерала нередко указывают частные формулы, например Fe_7S_8 , Fe_8S_9 и т. п. Встречается в сплошных мелкозернистых массах и в отдельных бесформенных вкраплениях бронзового цвета с тусклым металлоидным блеском, шероховатым изломом. Кристаллы редки, они имеют таблитчатый псевдогексагональный облик. Пирротин легко выветривается, он быстро покрывается бурой пленкой, скрывающей собственный цвет и блеск минерала. Слабо магнитен, но может быть и немагнитным.

Образуется в разных условиях, широко распространен в природе. Практического значения не имеет, наоборот во многих металлургических процессах является вредной примесью.

Узнается по бронзовому цвету в свежих сколах, слабой магнитности, бесформенности выделений. Начинаящие изучать

минералогию путают его с пиритом (но у последнего хорошие кристаллы и золотисто-желтый цвет) и халькопиритом (но последний имеет зеленовато-желтый цвет).

Пентландит $(\text{Fe}, \text{Ni})\text{S}$ (прибл.). Точная формула $\text{Fe}_4\text{Ni}_4(\text{Co}, \text{Ni}, \text{Fe})\text{S}_8$. Этот минерал диагностируется трудно. В первую очередь его надо искать в сплошных мелкозернистых пирротиновых и халькопирит-пирротиновых массах в ультраосновных и основных горных породах. Он имеет цвет то как у пирротина, то как у халькопирита и выделяется на их фоне в виде оспин, зерен, вкраплений с сильным металлическим блеском и совершенной спайностью по четырем плоскостям (по октаэдру).

Образуется в ликвационных медно-никелевых сульфидных рудах. Является рудой на никель.

Узнается по минеральной ассоциации, по спайности. Все ультраосновные и основные горные породы с вкрапленностью халькопирита и пирротина следует проверять на никель и искать в них пентландит. Характерно, что с пиритом пентландит не ассоциирует.

Никелин NiAs . Сплошные тонкозернистые и почковидные скопления светлого медно-красного цвета в составе гидротермальных урановых (с сульфидами) месторождений. В зоне окисления нередко замещается аннабергитом в виде порошковатых масс светло-зеленого, зеленого цвета.

Реальгар As_4S_4 . Образует яркие оранжево-красные призматические кристаллы с алмазным блеском на гранях и зернистые массы, вкрапления, прожилки в кальците. Хрупкий. Излом неровный, шероховатый.

Встречается в низкотемпературных гидротермальных месторождениях вместе с аурипигментом в составе кварцевых и кальцитовых жил или слагает оперяющие их мономинеральные прожилки в глинистых сланцах. Руда на мышьяк.

Узнается по цвету (не путать с киноварью — у нее не оранжевый, а ало-красный цвет), по оранжевой черте, по ассоциации с аурипигментом.

Аурипигмент As_2S_3 . Выделяется в виде удлинено-пластинчатых кристаллов и их солнцеподобных лучистых сростков, а также в виде землистых масс. Яркий золотисто-желтый цвет. Совершенная спайность по таблитчатости кристаллов и перламутровый блеск на ней.

Встречается в низкотемпературных гидротермальных месторождениях вместе с реальгаром, кальцитом, кварцем. Руда на мышьяк.

Легко узнается по цвету, блеску, шестоватым и лучистым агрегатам.

Антимонит Sb_2S_3 . Сингония ромбическая. Встречается всегда в виде шестоватых или игольчатых кристаллов, исстрихован-

ных вдоль удлинения, и их агрегатов. Цвет темно-серый, иногда с яркой индигово-синей побежалостью на гранях. Блеск металлический. Хорошая спайность вдоль удлинения, на ней часто заметна поперечная штриховка.

Образуется в гидротермальных месторождениях в ассоциации с киноварью, кварцем и флюоритом. Является рудой на сурьму.

Легко узнается по форме кристаллов и их штриховке и по ассоциации минералов. Характерный признак — спичка легко зажигается, если ею чиркнуть по антимониту (антимонитовый порошок входит в состав головок современных, как их когда-то называли — шведских спичек).

Висмутин Bi_2S_3 . Внешне во всем подобен антимониту, но несколько светлее по цвету. Отличается от антимонита по ассоциации. Он образуется в высокотемпературных гидротермальных месторождениях вместе с пиритом, халькопиритом, вольфрамитом, мелкочешуйчатой светлой слюдкой — мусковитом. Является рудой на висмут.

Молибденит MoS_2 . Сингония гексагональная. Характерны пластинчатые (пинакоидальные) кристаллы серого (с чуть голубым оттенком) цвета с весьма совершенной спайностью по пинакoidу и с металлическим или жирным блеском. Также обычны розетковидные, чешуйчатые, сплошные (массивные) агрегаты таких кристаллов. Исключительно мягкий (тв. 1), жирный на ощупь.

Образуется при высоких температурах в разнообразных типах месторождений. Промышленные концентрации как руда на молибден образует в грейзенах, высокотемпературных гидротермальных месторождениях и скарнах.

Легко узнается по мягкости, форме кристаллов, спайности. От сходного графита отличается более светлой окраской и более бледной чертой, она при растирании другим бисквитом заметно зеленеет.

Халькопирит CuFeS_2 . Кристаллы очень редки (тетрагональные тетраэдры и др.), зернистые агрегаты, обычны бесформенные выделения, жилки, гнезда. Цвет зеленовато-желтый (латунно-желтый) неповторимого, типичного именно для халькопирита оттенка. Излом шероховатый. Блеск металлический. Черта зелено-черная.

Широко распространенный в природе минерал. Промышленное значение как руды на медь имеют медно-никелевые сульфидные месторождения ликвационного типа (в ультраосновных и основных горных породах), среднетемпературные месторождения полиметаллической и колчеданной формации, медистые песчаники, скарновые месторождения.

Легко окисляется, покрываясь радужными, синими, зелеными, красными пленками ковеллина и борнита. Часто заме-

щается с поверхности, по трещинам или целиком гидроксидами железа, малахитом, азуритом.

Легко узнается по своему неповторимому латунно-желтому цвету и ярким вторичным минералам, развивающимся по нему.

Борнит Cu_5FeS_4 . Встречается в виде неправильных гнезд и жилок в кварце, в виде тонкой вкрапленности и цемента медистых песчаников, в виде тончайших вторичных пленок на халькопирите. Цвет красный особого оттенка, но только в свежих сколах, розовато-бурый. Быстро выветривается, покрываясь бурыми, зелеными, синими пленками вторичных минералов — ковеллина и др.

Образуется как низкотемпературный гидротермальный минерал, а также в окисленных медно-сульфидных рудах в зоне вторичного сульфидного обогащения. Руда на медь.

Узнается по цвету в свежем изломе и пестрой окраске выветрелых поверхностей минерала.

Ковеллин CuS , вернее $\text{Cu}_2\text{Cu}(\text{S}_2)\text{S}$. Это тончайшие яркосиние (индиговые) пленки вторичного изменения (побежалость) на халькопирите, борните, блеклой руде и других сульфидов меди или иссиня-черные землистые массы. Продукт окисления медно-сульфидных руд.

Блеклые руды — это минералы переменного состава, упрощенно — от $\text{Cu}_{12}(\text{AsS}_3)_4\text{S}$ до $\text{Cu}_{12}(\text{SbS}_3)_4\text{S}$. Медь изоморфно замещается серебром, цинком, ртутью, железом и др., мышьяк и сурьма — висмутом, теллуrom, сера — селеном. Таким образом, это целая группа минералов, объединяющая много минеральных видов. Преобладают в природе медно-мышьяковые и медно-сурьмяные блеклые руды. Все они внешне очень сходны друг с другом. Кристаллы очень редки. Обычны неправильной формы массивные на вид выделения, гнезда, прожилки в кварце. Цвет черно-серый. Излом неровный, шероховатый. Блеск тускло-металлический, блеклый, отсюда и их общее название.

Типичный минерал среднетемпературных (иногда — низкотемпературных) гидротермальных, в частности золотосных месторождений.

Узнаются с трудом, так как броских признаков не имеют. Характерен блеклый блеск, неправильная форма выделений и ассоциация с пиритом, сфалеритом, кварцем. Очень похожи на халькозин, но хрупкие, поэтому на них царапина от иглы блеклая, а у халькозина блестящая. Требуется навык в визуальном определении блеклых руд.

Красные серебряные руды — это минералы непрерывного изоморфного ряда от $\text{Ag}_3(\text{AsS}_3)$ (прустит) до $\text{Ag}_3(\text{SbS}_3)$ (пираргирит). Встречаются в виде тригонально-скаленоэдрических кристаллов и зерен в составе гидротермальных (урано-

носных полиметаллических и других) рудных жил. Цвет кино-варно-красный, серый, блеск алмазный на гранях, цвет черты красный.

Буланжерит $Pb_5(SbS_4)S$. Входит в состав полиметаллических гидротермальных руд в виде неправильных сплошных выделений и игольчатых и спутанноволокнистых масс темно-серого коричневатого цвета. Распознается с трудом, уверенно диагностируется при помощи микроскопа. Характерен коричневатый оттенок черты.

Пирит FeS_2 . Изоморфные примеси Co, Ni, As, Cu, Sb. Сингония кубическая. Очень характерны кристаллы — в виде куба, пентагондодекаэдра и их комбинаций, при этом на гранях куба обычна грубая штриховка (обратите внимание, на каждой грани штриховка перпендикулярна к направлению штриховки на любой из соседних граней). Эта штриховка называется комбинационной, так как она образована комбинацией тончайших граней куба и пентагондодекаэдра, она возникает в процессе роста кристаллов при смене его облика от кубовидного к пентагондодекаэдрическому. Цвет пирита соломенно-желтый, золотисто-желтый. Блеск сильный металлический. Твердость, как у всех персульфидов, большая — выше стекла (тв. 6,5).

Самый распространенный сульфид в природе, образуется почти во всех горных породах и типах минеральных месторождений. Как сырье для химической промышленности добывается из колчеданных месторождений. Используется для производства серной кислоты. В металлургических процессах при выплавке чугуна является вредной примесью. В некоторых случаях — в среднетемпературных гидротермальных месторождениях является золотеносным минералом, так как может содержать тончайшую вкрапленность золотин.

Легко узнается по форме кристаллов, золотистому цвету, высокой твердости. По всем этим признакам он отличен от халькопирита и пирротина, с которыми его поначалу иногда путают студенты.

При окислении замещается лимонитом. Часты полные псевдоморфозы лимонита по пириту.

Кобальтин $Co(AsS)$. Кристаллы такие же как у пирита, также образует зернистую вкрапленность в рудах, но отличается от пирита серовато-розовым оттенком цвета, наличием спайности и по микрореакции на кобальт. Встречается в скалах. В зоне окисления замещается порошковатыми массами эритрина. Руда на кобальт.

Марказит FeS_2 . Сингония ромбическая. Кристаллы ромбодипирамидальные, нередко сдвойникованные. Обычно также радиально-лучистые агрегаты — конкреции, в них марказит нередко сростается с пиритом, но на глаз это неразлично. Цвет

светло-желтый, чуть темнее, чем у пирита. Блеск металлический. Твердость 6.

Образуется в осадочных породах, реже — как поздний минерал некоторых гидротермальных месторождений. Используется для получения серной кислоты.

Узнается по форме (копьевидной) отдельных кристаллов, их двойникам, конкрециям в осадочных горных породах.

Арсенопирит $\text{Fe}(\text{AsS})$. Изоморфные примеси: Ni , Co , Sb . Сингония ромбическая. Очень характерны кристаллы — удлиненные или клиновидные, с грубой штриховкой. Цвет стально-серый, иногда чуть бронзовый. Блеск сильный металлический. Твердость 6. Иногда слабо заметна спайность.

Образуется в высоко- и среднетемпературных месторождениях; в последних часто бывает спутником самородного золота, отмечается в скарнах. Используется для извлечения мышьяка.

Узнается по серым удлиненным кристаллам с грубой штриховкой и по высокой твердости. При ударе молотком издает чесночный запах.

Скуттерудит (шмальтин), *хлоантит* $\text{Co}_4(\text{As}_4)_3\text{—Ni}_4(\text{As}_4)_3$. Сингония кубическая. Кристаллы в виде комбинации куба, октаэдра, но чаще встречаются в зернистых массах и в виде сростаний с другими арсенидами и сульфидами (герсдорфитом, никелином). Цвет светлый, стально-серый. Блеск металлический. Твердость почти как у стекла — 5,5 (явно ниже, чем у сходного с ними по цвету арсенопирита).

Образуются в среднетемпературных гидротермальных месторождениях. Характерна ассоциация с урановыми, никелевыми, серебряными минералами и кальцитом. Являются рудой на кобальт и никель.

Выветриваясь, скуттерудит и шмальтин замещаются с поверхности розоватым порошком кобальтовых цветов — эритрина, им же окрашиваются и окружающие минералы — кальцит и др.; хлоантит замещается зелеными никелевыми выцветами — аннабергитом.

Узнаются по кобальтовому и никелевому выцветам, серебряному цвету. От арсенопирита отличаются более частой ассоциацией с кальцитом, по выцветам, по меньшей твердости, ровным (без штриховки) граням, форме кристаллов.

ПРОЦЕССЫ ОКИСЛЕНИЯ СУЛЬФИДОВ В ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ УСЛОВИЯХ

В приповерхностных условиях в средах богатых водой и кислородом, например, в зонах просачивания грунтовых вод, большинство сульфидов легко окисляется. Здесь действуют три агента окисления сульфидов — кислород, электрохимические

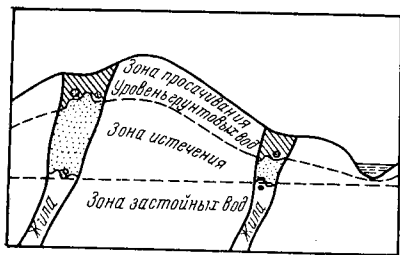


Рис. 74. Схема расположения зоны окисления (штриховка) и вторичного сульфидного обогащения (точки)

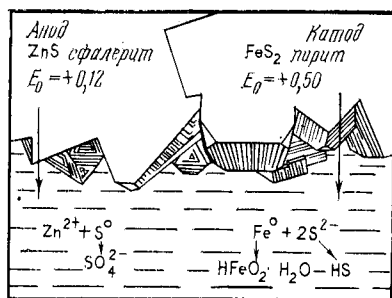
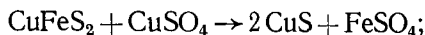
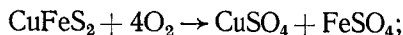


Рис. 75. Пирит-сфалеритовый гальванический микроэлемент с эдс 0,38 В

явления и бактерии. Реакции кислородного окисления сульфидов происходят в той части месторождения, которая находится над уровнем кислородной поверхности (рис. 74). Эти явления можно описать следующими схемами, например, для халькопирита:



Этими схемами можно объяснить процесс образования халькозина и гидроксидов железа за счет окисления халькопирита.

Электрохимические процессы обусловлены тем, что на контактах сульфидов в водной среде возникает эдс (рис. 75), каждая пара зерен превращается в микрогальванический элемент. Электрохимические явления окисления идут по всей рудной массе по стыкам контактирующих зерен разных сульфидов (см. рис. 75). Мощным фактором окисления руд являются также биохимические явления. Концентрация бактерий в растворе, смачивающем окисляющуюся сульфидную руду, может составлять 10^8 — 10^9 клеток на 1 мл раствора или 1 г руды. Живая клетка является активным акцептором электронов, причем самые высокие значения эдс на сульфидных микрогальванических элементах (0,6—0,65 В) устанавливаются только при участии бактерий.

В результате совместного действия трех факторов над первичными рудами формируется зона — покров окисленных руд. Ее мощность (глубина) бывает разной — в доли и целые метры, а иногда — в десятки метров, все зависит от местных условий (климата, рельефа, уровня подземных вод, характера трещиноватости руд и окружающих горных пород) и от состава и строения первичных руд. Усредненно в зоне окисления

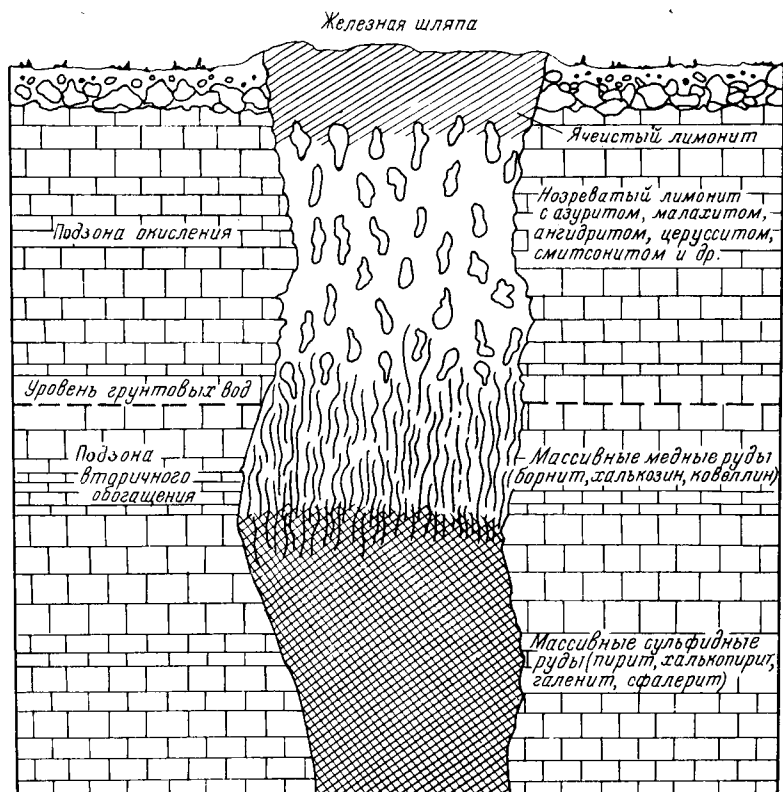


Рис. 76. Строение окисленной меднорудной жилы

выделяют три подзоны разного минерального состава и сложения (массивные, сетчатые, кавернозные, сажистые и т. п.). Это схематически показано на рис. 76.

Зоны окисленных руд, железные охры, медные выцветы и прочие используют при поисках первичных руд. Благодаря яркости, пестроте их окраски они легко распознаются на местности, а по набору вторичных минералов можно предсказать состав первичных руд. Но главное — в зонах окисленных руд нередко имеются участки повышенной концентрации металлов. Они приурочены к подзоне вторичного сульфидного обогащения и к низам подзоны окисленных руд, где образуется за счет перетолжения сюда по трещинам вещества из двух верхних подзон и цементации здесь первичных сульфидов вторичными, т. е. новообразованными минералами. Так возникают в подзоне вторичного сульфидного обогащения промышленные руды,

например меди. Цинковые и свинцовые руды накапливаются в подзоне окисления. В железной шляпе встречаются промышленные концентрации золота, как остаток золотин, высвободившихся из сульфидов при их разложении.

Контрольные вопросы

1. Что такое с точки зрения химии простые сульфиды, сульфосоли, персульфиды?
2. Как от типа структур и химических связей зависят свойства сульфидов?
3. Какие сульфиды тверже стекла и почему?
4. Каковы главные процессы приповерхностного окисления сульфидов?
5. Каково строение и минеральный состав зоны окисления сульфидных руд?

Глава 10

ОКСИДЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

К оксидам относятся простые по своей природе минералы, такие как кварц SiO_2 , корунд Al_2O_3 , гематит Fe_2O_3 , пиролюзит MnO_2 , касситерит SnO_2 , магнетит FeFe_2O_4 , шпинель MgAl_2O_4 и т. п. Главными по распространенности являются кварц (около 13 % массы земной коры), оксиды железа — гематит и магнетит, оксиды марганца — пиролюзит и др. Многие из них имеют большую практическую ценность: как источник извлечения ценных металлов — железа, титана, марганца, хрома, олова; как особо твердые материалы для изготовления абразивных порошков (таковы корунд, шпинель); как минеральное сырье с особыми свойствами, позволяющими использовать его в качестве пьезоэлектриков (кварц), генераторов лазерного излучения (корунд). К числу оксидов относятся также многие ювелирные камни разных классов — рубин и сапфир (это корунд), лал (это шпинель) и др.

В оксидах единственным анионом является кислород, но разнообразие других компонентов очень велико. Это и типичные металлы — железо, титан и полуметаллы — мышьяк, сурьма и химические элементы с переходными свойствами — такие как алюминий. Их ионы имеют разные размеры и характеризуются стремлением к образованию то преимущественно ковалентных, то ионных, то металлических, то смешанных химических связей. Все это приводит к большому разнообразию структур оксидов, но вначале следует особо оговорить понятие простых и двойных оксидов. Простые оксиды — это вещества типа RO , RO_2 , R_2O_3 и т. п. Отнесение же мине-

Т а б л и ц а 22. Главнейшие оксиды

Группа	Минерал	Сингония	Твердость
Тенорита	Тенорит CuO	Мон.	3,5
Куприта	Куприт Cu_2O	Куб.	3,5—4
Корунда	Корунд Al_2O_3	Триг.	9
	Гематит Fe_2O_3	»	5,5—6
	Ильменит FeTiO_3	»	5—6
	Биксбит $(\text{Mn}, \text{Fe})_2\text{O}_3$	Куб.	6—6,5
Пирролюзита	Рутил TiO_2	Тетр.	6
	Анализ TiO_2	»	5—6
	Касситерит SnO_2	»	6—7
	Пирролюзит MnO_2	Тетр.	5—6
			(в агрегатах 2)
Кварца	α , β -Кварц SiO_2	Триг.	7
	α , β -Тридимит SiO_2	Ромб.	6—7
	α , β -Кристобалит SiO_2	Тетр.	6,5—7
	Стишовит SiO_2	»	—
Уранинита	Уранинит UO_2 (приблизительно)	Куб.	5—6
	Торианит ThO_2	»	6,5
Шпинелидов	Шпинель MgAl_2O_4	»	8
	Магнетит FeFe_2O_4	»	5,5—6
	Хромит FeCr_2O_4	»	5,5—7,5
Гаусманита	Гаусманит MnMn_2O_4	Тетр.	6
Хризоберилла	Хризоберилл BeAl_2O_4	Ромб.	8,5
Браунита	Браунит $\text{MnMn}_6\text{SiO}_{12}$	Тетр.	6
	Тодорокит $\text{Ca}(\text{Mn}_4 + \text{Mn}^{2+})_8\text{O}_{16} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Мон.	2,5
	Бернесит $(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca}) \times \text{MgMn}_6\text{O}_{14} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Ромб. (гекс.)	1,5
	Криптомелан $\text{K}_2\text{Mn}_8\text{O}_{16}$	Мон.	6,5
Перовскита	Перовскит $\text{Ca}(\text{TiO}_3)$	Псевдокуб. (ромб.)	5,5—6
Колумбита	Колумбит $(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Nb}_2\text{O}_6)$	Ромб.	6
	Танталит $(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Ta}_2\text{O}_6)$	»	6
Эшинита	Эшинит $\text{CeTi}(\text{NbO}_6)$	»	5,5—6,5
Самарскита	Самарскит $\text{YFe}(\text{Nb}_2\text{O}_8)$	»	5—6,5
Пирохлора	Пирохлор $\text{NaCa}(\text{Nb}_2\text{O}_6)(\text{F}, \text{OH})$	Куб.	5—5,5
	Микролит $\text{NaCa}(\text{Ta}_2\text{O}_8)(\text{F}, \text{OH})$	»	5,5
Фергусонита	Фергусонит $\text{Y}(\text{NbO}_4)$	Тетр.	5,5—6,5
Вольфрамит	Гюбнерит $\text{Mn}(\text{WO}_4)$	Мон.	5
	Ферберит $\text{Fe}(\text{WO}_4)$	»	5,5

ралов к двойным оксидам условно. Их общая формула $\text{R}_x\text{R}_y\text{O}_z$, например MgAl_2O_4 , FeTiO_3 , BeAl_2O_4 . Внешне, по своему написанию, таковы же формулы, например циркона ZrSiO_4 , перовскита CaTiO_3 , кальцита CaCO_3 , шеелита CaWO_4 и других солей кислородных кислот — ортокремниевой, титановой, угольной, вольфрамовой. Критерием отнесения таких соединений к двойным оксидам или к солям является наличие

обособленных анионных группировок, комплексных ионов в солях. В двойных оксидах таких группировок нет. Но есть много минералов, положение которых в общей систематике трудно определить по этому признаку. Например, вольфрамит (Fe, Mn) WO_4 в одних учебниках относится к двойным оксидам, в других — к солям. Главнейшие оксиды перечислены в табл. 22.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МИНЕРАЛАХ

Куприт Cu_2O . Сингония кубическая. Иногда образует хорошие октаэдры с алмазным блеском на гранях, чаще встречается в плотных зернистых агрегатах с металловидным и жирным блеском. Цвет густой вишнево-коричневый. Иногда заметна спайность. Черта кирпично-коричневая, при растирании буреет и зеленеет — это является отличием минерала от оксидов и гидроксидов железа.

Образуется как промежуточный продукт в зоне окисления халькопирита и других медносульфидных руд, где ассоциирует с самородной медью, малахитом и азуридом.

Узнается по цвету, кристаллам, по ассоциации с медью, малахитом, азуридом.

Тенорит CuO . Кристаллы очень редки. Чаще всего встречается в виде черной, железно-серой пыли и пленок на окисленных поверхностях самородной меди, реже образует сплошные землистые и порошковатые скопления среди окисленных медных руд разного состава. Черта черная.

Корунд Al_2O_3 . Изоморфные примеси: Cr, Ti, Fe . По структуре является одним из классических примеров гексагональной плотнейшей упаковки атомов кислорода, в которой $\frac{2}{3}$ октаэдрических пустот заселены атомами алюминия. Прочные ионно-ковалентные связи и плотнейшая упаковка сказываются на свойствах минерала — его очень высокой твердости (тв. 9) и повышенной плотности (4,0 — почти такая же, как, например, халькопирита CuFeS_2 и некоторых других типично рудных минералов).

Сингония тригональная. Кристаллы очень часты и типичны по облику, они образованы в основном гранями острейшей гексагональной дипирамиды (на них почти всегда имеется грубая горизонтальная штриховка) и пинакоида. Соотношение размеров граней варьирует в зависимости от состава среды минералообразования — чем меньше в ней кремния и больше щелочных и щелочноземельных металлов, тем более удлинены кристаллы (рис. 77). Это явление зависимости облика кристаллов от условий их образования называется типоморфизмом. Помимо одиночных кристаллов пород нередко слагает сплошные зернистые массы, называемые наждаками.

Цвет белый (у химически чистого), рубиновый (в присут-

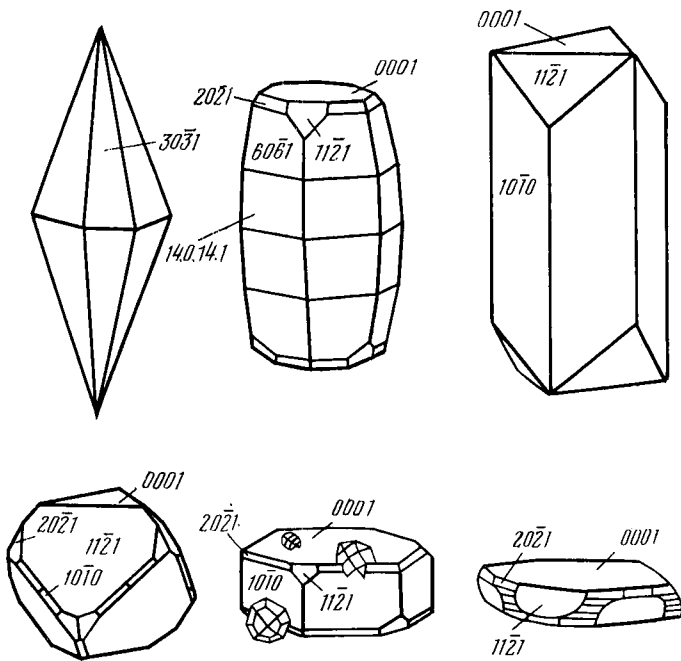


Рис. 77. Типы кристаллов корунда

ствии хрома), сапфировый (от примесей Fe и Ti), желтый (от Fe). Блеск стеклянный. Твердость 9. Иногда в кристаллах проявлена грубая отдельность.

Образуется при сложных гидротермальных процессах коренной переработки некоторых горных пород — эффузивов и гипербазитов, при региональном метаморфизме богатых глиноземом глин и бокситов, в ходе кристаллизации щелочных магм, пересыщенных алюминием и недосыщенных кремнием (так возникают нефелиновые сиениты и сиенит-пегматиты с вкраплениями сапфировидных кристаллов корунда). Накапливается в россыпях. Используется как драгоценный камень и как абразив.

Легко узнается по высокой твердости, форме кристаллов, цвету. Запрещенная ассоциация: корунд + кварц. Это схематически объясняют такой реакцией: $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2 = \text{Al}_2\text{SiO}_5$ (кианит, силлиманит, андалузит).

Гематит Fe_2O_3 . Изоструктурен с корундом, но позиции алюминия заняты железом. Сингония тригональная. Кристаллы имеют форму шестиугольных пластинок и более сложно ограниченных таблитчатых кристаллов, часто встречаются в землистых массах и натечных агрегатах, называемых красным желез-

няком. У кристаллов цвет черный, блеск полуметаллический. Цвет землистых и натечных масс яркий, кирпично-красный, блеск стеклянный или матовый. Во всех случаях черта особенного вишнево-красного цвета.

Образуется в различных условиях. Наиболее типичны следующие минеральные месторождения: 1) гидротермально измененные оливиниты, в них гематит вместе с тальком и серпентином образуется на месте оливина; 2) кварцевые жилы с гематитом; 3) скарны, в них гематит образуется вместе с эпидотом и кварцем; 4) кварциты, сланцы и другие регионально-метаморфические горные породы; 5) зона окисления железных руд и латериты, где гематит является в условиях засушливого климата наиболее устойчивой формой существования железа. Является главным рудным минералом железа.

Узнается по цвету черты и другим признакам.

Ильменит $(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})\text{TiO}_3$. Изоструктурен с гематитом и корундом. Сингония тригональная. Кристаллы шестиугольные таблитчатые и пластинчатые черного цвета, с металлическим блеском, черта черная. Иногда слабо магнитен. Твердость около 5,5.

В промышленных количествах встречается в виде гнезд, прожилков, пластовых залежей в пироксенитах и габбро, в россыпях в виде линз и пропластов в песчаниках. Является рудой на титан. Характерен также в щелочных горных породах вместе с нефелином и цирконом, в кимберлитах, но промышленных концентраций здесь не образуется.

Очень похож на магнетит, отличается только по слабой магнитности или немагнитности и по форме кристаллов.

Рутил TiO_2 . Обычен в шестоватых и игольчатых кристаллах, нередко хорошо ограненных (простые формы: тетрагональные дипирамиды и призма). Цвет черный, красно-коричневый, черта светлая коричневатая, блеск алмазный. Характерна спайность по призме. Встречается в разных месторождениях, особо типичен в кварцевых жилах среди метаморфических горных пород, где наиболее эффектны его игольчатые включения в горном хрустале. Накапливается в россыпях и используется как руда на титан.

Имеется особая химическая разновидность, называемая ильмено-рутилом, в ней происходит гетеровалентный изоморфизм по схеме $2\text{Ti}^{4+} \leftarrow \text{Nb}^{5+} + \text{Fe}^{3+}$. Она является рудой на ниобий и связана с щелочными горными породами.

Анализ TiO_2 . Встречается в виде одиночных иссиня-черных тетрагонально-дипирамидальных кристаллов, нарастающих на горный хрусталь в кварцевых жилах среди метаморфических горных пород. Редок.

Касситерит SnO_2 . Тетрагональная сингония. Кристаллы хорошо образованные (рис. 78) — призматические, шестоватые,

иглольчатые, с штриховкой вдоль удлинения. Часты коленчатые двойники. Блеск алмазный на гранях, жирный в мелкозернистых сплошных массах. Твердость 6—7. Очень тяжелый (пл. 6,8—7,0). Цвет красный, коричневый, коричнево-черный. Черты нет или очень светлая.

Образуется в гранитных пегматитах, в грейзенах, высокотемпературных гидротермальных месторождениях и скарнах. Накапливается в морских россыпях. Из всех этих месторождений добывается как руда на олово.

Легко узнается по форме кристаллов и сочетанию трех «очень»: очень высокой твердости, очень большой плотности, очень сильному блеску. В тех случаях, когда нет кристаллов, а зерна малы, узнается с трудом, может помочь в диагностике реакция на оловянное зеркало. Если касситерит положить на нагретую цинковую пластинку и смочить разбавленной соляной кислотой, то он с поверхности покрывается тонким налетом металлического олова, который становится блестящим от трения.

Пирролюзит MnO_2 . Изоструктурен с касситеритом. В кристаллах исключительно редок. Обычен в виде землистых масс и оолитов. Цвет черный. Блеск матовый. Черта черная.

Встречается в промышленных количествах как руда на марганец в виде пропластков и линз среди осадочных горных пород и в виде землистых масс в зонах окисления некоторых руд и горных пород. Вообще же является наиболее устойчивой формой существования марганца на поверхности.

Узнается по оолитам, черной черте, маркости. Если на черту пирролюзита нанести одну каплю бензидина, получается сине-зеленое пятно.

Группа кварца. Группа названа по ее главному минералу — кварцу SiO_2 , вернее главным является лишь низкотемпературный кварц, или α -кварц. Она объединяет различные полиморфные модификации SiO_2 — α и β -кварц, α и β -тридимит, α и

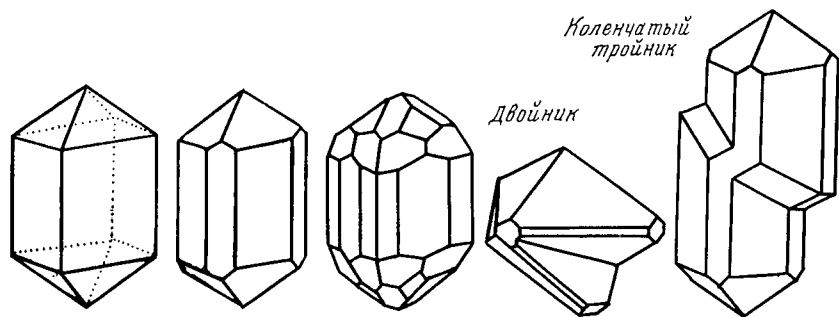


Рис. 78. Кристаллы касситерита

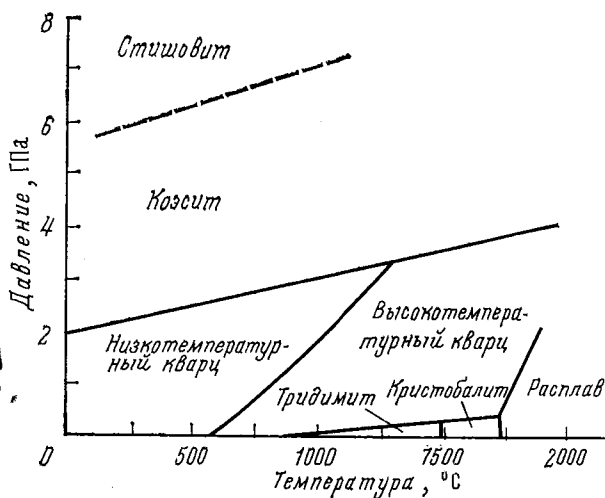


Рис. 79. Поля устойчивости некоторых природных полиморфных модификаций кремнезема

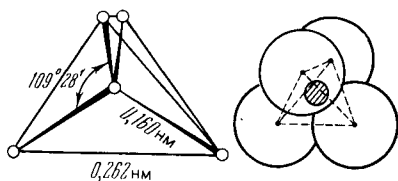


Рис. 80. Тетраэдр (SiO_4) в двух изображениях

β -кристобалит, стишовит, коэсит (или коусит) и другие (сейчас их известно 12), поля устойчивости некоторых из них показаны на pT -диаграмме (рис. 79). Во всех этих модификациях, кроме стишовита, кремний образует с кислородом плотные тетраэдрические группировки $(\text{SiO}_4)^{4-}$ (рис. 80), в них он располагается между четырьмя прилегающими друг к другу атомами кислорода. Связи между кислородом и кремнием смешанные ионно-ковалентные, тетраэдры соединяются друг с другом через свои вершины (т. е. через атомы кислорода), образуя бесконечный трехмерный каркас с «полостями» между тетраэдрами. Разворот тетраэдров друг относительно друга, узор их повторения в пространстве может быть разным, обуславливая появление разных по своей окончательной структуре полиморфных модификаций (рис. 81). Сингония их различна — кубическая, гексагональная, тетрагональная, тригональная, ромбическая, моноклинная, также различны облик кристаллов и свойства минералов.

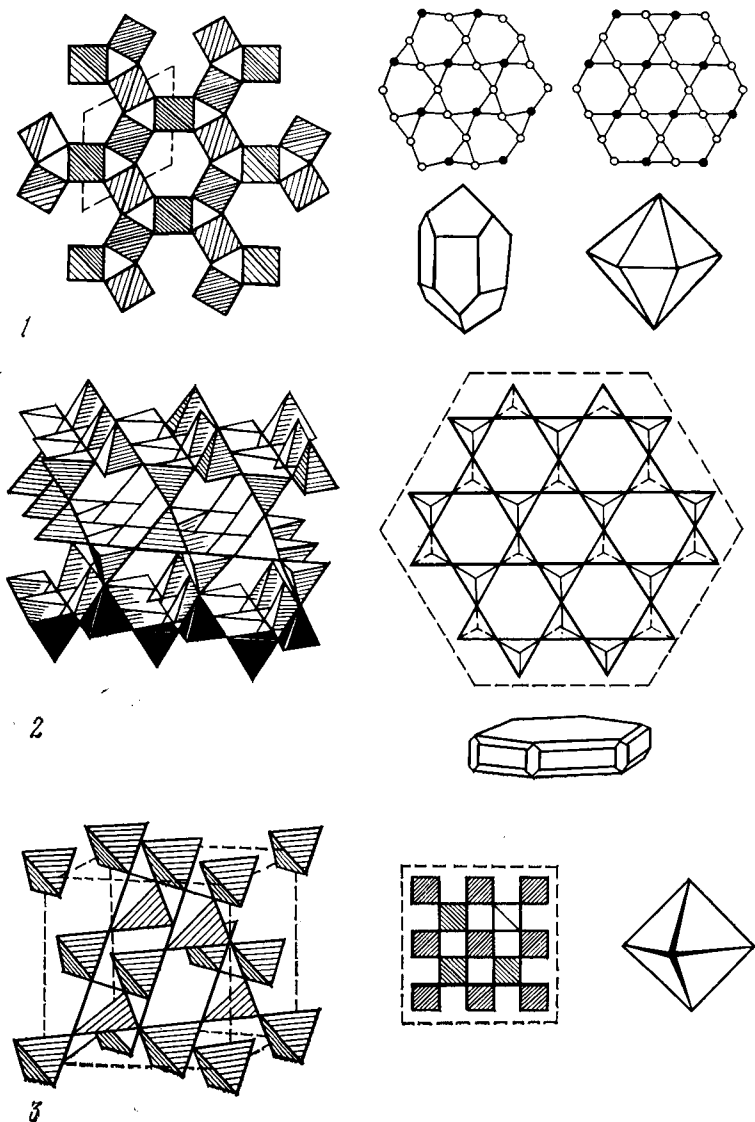


Рис. 81. Структуры и кристаллы разных полиморфных модификаций кремнезема.

1 — кварц тригональный и гексагональный, 2 — тридимит, 3 — козсит

Стишовит имеет принципиально иную структуру: кремний окружен шестью атомами кислорода, как бы сидит в центре кислородного октаэдра. Таким образом, структура стишовита

более компактная. И плотность его выше (4,4 против 2,6 у других модификаций SiO_2), и образуется он в особых условиях — при сверхвысоких давлениях, например, в метеоритных кратерах в результате ударного метаморфизма горных пород в месте падения метеорита. Возможно, в глубинах Земли стишовит является главной формой существования свободного кремнезема.

Кварц (α -кварц, низкотемпературный) составляет около 13 % земной коры, т. е. по распространенности в ней является вторым после полевых шпатов минералов. Кристаллизуется в тригональной сингонии. Структура представляет собой бесконечный трехмерный каркас, образованный вязью кремнекислородных тетраэдров $(\text{SiO}_4)^{4-}$. Кремний и кислород осуществляют между собой ионно-ковалентные связи, тетраэдры соединяются друг с другом через вершины (через атомы кислорода). Итак, каждая вершина принадлежит двум тетраэдрам, т. е. на один тетраэдр с его четырьмя вершинами приходится атомов кислорода $4 \times \frac{1}{2} = 2$. Отсюда и формула кварца — Si_1O_2 , т. е. SiO_2 .

При детальном рассмотрении структуры кварца оказывается, что в его трехмерном бесконечном каркасе тетраэдров выявляется своеобразный элемент симметрии — винтовая ось симметрии третьего порядка. Она как бы совмещает друг с другом тетраэдры по правилу буравчика при минимальном угле поворота 120° . При поступательно-вращательном движении такого «буравчика» тетраэдры трижды совмещаются друг с другом при его полном обороте (рис. 82). Более того, оказывается, что в разных кристаллах кварца вращение винтовых осей может происходить либо вправо, либо влево, по этому признаку выделяют две структурные подразновидности минерала — правый кварц и левый.

Отмеченные особенности структуры кварца проявляются в его свойствах и морфологии его кристаллов. Большая доля ковалентности связей и каркасное строение обеспечивает большую твердость кварца — 7 по шкале Мооса и отсутствие спайности. «Пористость» строения каркаса обуславливает малую плотность минерала — 2,65. Характер связей выражается также и в хорошей прозрачности кристаллов кварца, невысоком показателе преломления (около 1,5), стеклянном блеске.

Наличие в структуре кварца тройных винтовых осей внешне

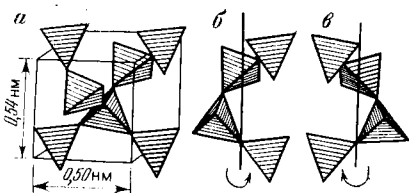


Рис. 82. Модель структуры кварца (а) и принцип совмещения тетраэдров при помощи левой (б) и правой (в) винтовых осей

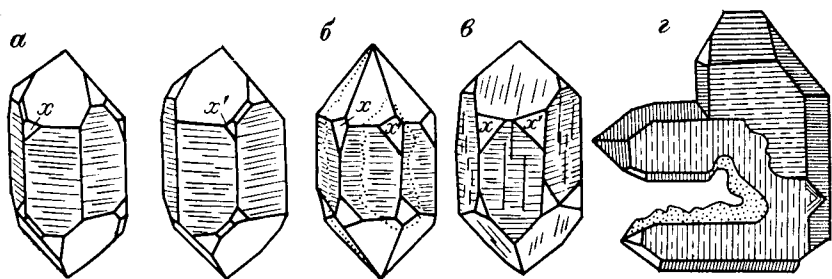


Рис. 83. Двойникование кварца:

а — левый и правый кристаллы, б — дофинейский двойник, в — бразильский двойник, г — японский двойник

выражено в том, что кристаллы имеют тригональный (псевдогексагональный) облик пониженной симметричности — в них нет ни центра инверсии, ни зеркальных плоскостей симметрии (как нет их у винтовой лестницы — простого образа винтовой оси симметрии). В идеале кристаллы образованы шестью сильно развитыми вертикальными гранями гексагональной призмы, замыкающимися сверху и снизу тройками малых и больших граней, они относятся к двум ромбоэдрам (рис. 83). Общая высокая на первый взгляд симметричность этого многогранника резко снижается мельчайшими скосами на гранях призмы — это грани трапецоэдра (на кристаллах правого кварца они располагаются на призме вверху справа, на кристаллах левого кварца — сверху слева). В результате реальный набор элементов симметрии простой: $L_3 3L_2$. И еще одна характерная морфологическая особенность кристаллов, это грубая горизонтальная (поперек удлинения кристаллов) штриховка на гранях призмы. Ее называют комбинационной (см. также пирит), так как она образована комбинацией тончайших поверхностей самой призмы и ромбоэдра.

При наличии только элементов симметрии $L_3 3L_2$ в любом многограннике, в том числе и в кристаллах кварца, имеются полярные направления. Такими в кварце являются, например, оси L_2 , поскольку при любых симметричных преобразованиях (при вращениях вокруг оси L_3 или вокруг любой из осей L_2 , а других элементов симметрии в кварце нет) один конец оси L_2 никак не может совместиться с другим концом этой же оси (рис. 84). Вдоль осей L_2 в кристаллах кварца наиболее сильно проявлены его пьезооптические свойства, и это естественно: при сдавливании пьезоэлемента вдоль оси с физически неравнозначными концами степень сжатия окажется разной на противоположных концах и за счет нарушения электростатического поля между концами пластинки возникнет разность потенциалов, и наоборот, при создании разности потенциалов на концах

пластинки она расширяется или сжимается. Кварц является ценнейшим пьезооптическим сырьем (рис. 85). Однако качество этого сырья высокое только в бездефектных и несдвойникованных кристаллах или в сдвойникованных только особым образом.

Для кварца характерно двойникование. Установлено шесть видов двойников. Наиболее обычны три вида — бразильский, дофинеийский и японский (см. рис. 83). В бразильских двойниках срastaются кристаллы левого и правого кварца. Внешне это проявляется в том, что число граней трапецоэдров в идеале удваивается, на каждой грани призмы имеется по два симметричных скоса, появляется дополнительный элемент симметрии — плоскости симметрии. В дофинеийских двойниках срastaются кристаллы либо левых, либо правых кварцев. Число трапецоэдров в идеале тоже удваивается, но скосы на гранях призмы наклонены по-разному, между ними нельзя провести плоскость симметрии. Реально же из-за неравномерностей роста и развития кристаллов грани трапецоэдров на двойниках часто проявляются неполностью, не давая возможности определить по ним вид двойника. В этом случае могут помочь фигуры травления кристаллов на гранях и в их поперечных срезах: бразильский двойник оказывается состоящим из геометрически правильной мозаики пластинчатых микроиндивидов, дофинеийский образован извилистыми, врастающими друг в друга индивидами (рис. 86). Японские двойники состоят из кристаллов, сростшихся гранями тригональной дипирамиды, сам сросток обычно уплощен. Дофинеийские двойники непригодны для выпиливания из них пьезопластинок.

Встречается кварц в одиночных кристаллах, их сростках разного типа (друзах, щетках и других), в зернистых массах, в виде галек и песчинок (в осадочных горных породах), в виде сплошных масс и прожилков (рис. 87—89). Особая морфологическая разновидность кварца — халцедон представляет собой тонковолокнистые, скрытокристаллические агрегаты слоистоконцентрического, полосчатого, однородного, всегда тонкопористого сложения.

Окраска кварца различная и по цвету, и по своей природе. Идеально чистый кварц в крупных бездефектных кристаллах бесцветен и издревле назывался горным хрусталем. Кварц с изоморфной примесью Fe^{3+} и внедрившимися в межузельное пространство катионами щелочных металлов имеет фиолетовый цвет и называется аметистом, а кварц с такой же примесью Al^{3+} и катионов R^{+} имеет буро-черный цвет и называется морионом. (Центрами окраски оказываются ионы O^{1-} , возникшие за счет переноса заряда при этих явлениях изоморфизма). Бесцветная, фиолетовая, дымчатая — все это собственные окраски кварца, обусловленные его составом и структурой. Из числа

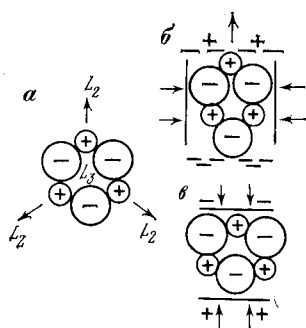
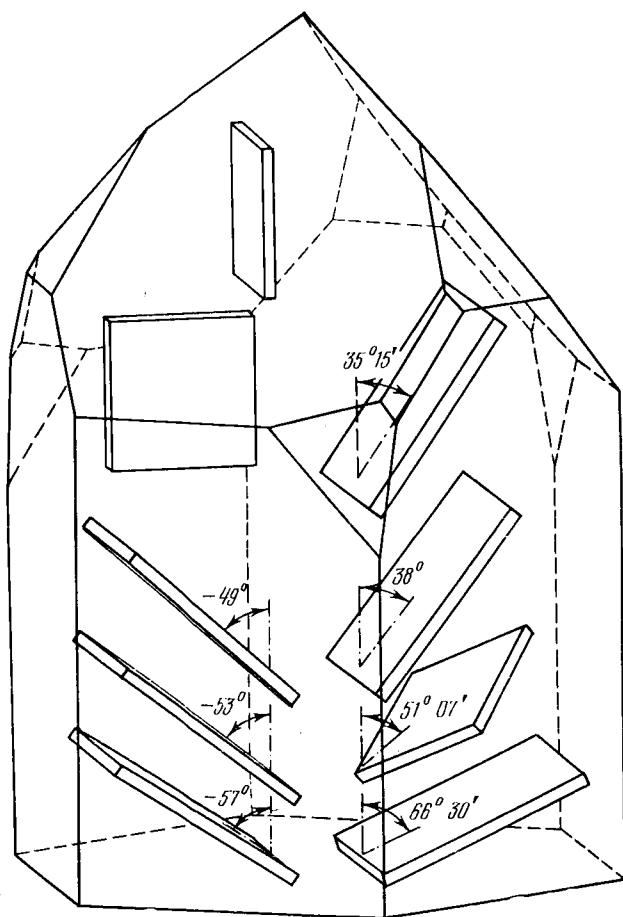


Рис. 84. Схема структуры кварца (а) и возникновения пьезоэффекта (б, в)

Рис. 85. Типы кварцевых пьезоэлементов.

Дана ориентировка пьезоэлементов строго определенной частоты



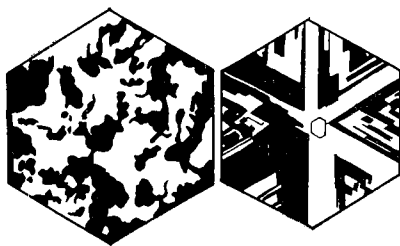


Рис. 86. Фигуры травления плавиковой кислотой дофинейских (слева) и бразильских (справа) двойников кварца

разновидностей кварца с ложной окраской назовем лишь две — молочный кварц и зеленый кварц — празем. Первый обычно наполнен мельчайшими (сотые — десятые доли миллиметра) остаточными включениями природных растворов, из которых

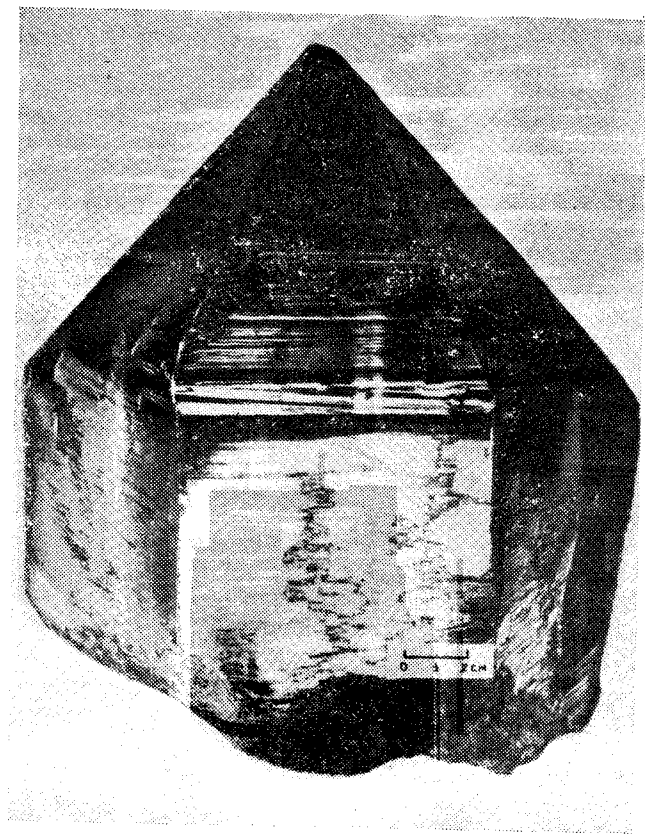


Рис. 87. Блок-кристалл кварца.

Только с первого взгляда крупные кристаллы кварца кажутся идеальными, потом бросается в глаза блочность их строения и сложные границы между индивидами



Рис. 88. Друза горного хрусталя из жил альпийского типа в Швейцарии (подарок Д. И. Менделеева музею кафедры минералогии Санкт-Петербургского университета)

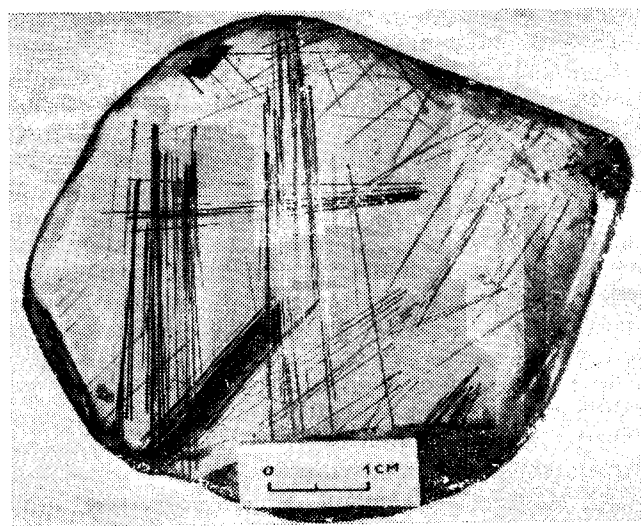


Рис. 89. Волосы Венеры — включения игольчатых золотистых и красно-коричневых кристаллов рутила в горном хрустале

рос кварц, или в других случаях — разбит тончайшими трещинками; во втором рассеяны многочисленные включения зеленых иголок актинолита. Имеется много других более редких цветовых разновидностей кварца обычно со своими собственными названиями — раухтопаз, цитрин, сапфирин, компостельский рубин, авантюрин и т. д., особенно много таких названий у разных по окраске агрегатов халцедона — агат, оникс, хризопраз, сердолик и т. д.

Образуется кварц в разных условиях: как продукт кристаллизации кислых магм; как гидротермальный минерал в скарных, рудных и нерудных жилах и других минеральных выделениях; как составная часть метаморфических горных пород; как минерал осадочных горных пород и т. д. Промышленное значение для разработки кварца как пьезосырья и ограночного материала для ювелирного дела имеют гранитные пегматиты топазо-бериллового типа и жилы горного хрусталя или морiona среди сланцев (их называют по местам первых находок жилами альпийского типа), в них иногда добывают прозрачные хорошие кристаллы кварца массой до 500 кг. Кварц из отходов этого производства используют для выплавки жаростойкого стекла и в качестве сырья для выращивания искусственных (бездефектных) кристаллов пьезокварца. Промышленное значение для стекольной промышленности имеют белые кварцевые пески. Халцедон, как поделочный камень, добывают в миароловых и других минерализованных полостях в эффузивах (базальтах и др.).

Кварц легко узнается по призматическим кристаллам с поперечной штриховкой, раковинчатому излому, твердости (7), стеклянному или жирному блеску.

Уранинит (настуран, урановая чернь) UO_2 (приблизительно). Часть урана всегда окислена с образованием комплексных катионов шестивалентного урана $(\text{UO}_2)^{2+}$, или уранила. Он распределяется в структуре по позициям U^{4+} . Кроме того, U^{4+} может изоморфно замещаться в больших количествах торием, церием, свинцом и др. Сингония кубическая. Цвет черный. Излом шероховатый. Блеск смолистый. Сильно радиоактивен.

Встречается в гранитных пегматитах в черных кубовидных выделениях (кристаллах) и в ураноносных среднетемпературных гидротермальных жилах в почковидных желвачных массах, сплошных или скорлуповатых, радиально-лучистых. Из этих жил уранинит извлекается как руда на уран, торий, радий, редкие земли. Нередко переходит в красные, оранжевые, ярко-желтые мелкозернистые, клееподобные смеси вторичных минералов урана — гидроксидов, карбонатов, силикатов, фосфатов (эти смеси называют гуммитами).

Шпинель MgAl_2O_4 . Изоморфные примеси Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn , Cr , Zn и др.

Кристаллическая структура минерала приближается к плотнейшей кубической упаковке кислорода, пустоты в которой заняты ионами Mg^{2+} (радиус 0,078 нм, по В. М. Гольдшмидту) и Al^{3+} (радиус 0,057 нм). Эта схема строения шпинели определена еще в ранние годы рентгеноструктурного исследования веществ и является до сих пор одним из примеров для демонстрации продуктивности идей о плотнейшей упаковке кислорода и размерах радиусов ионов, по В. М. Гольдшмидту. И действительно, словно отражая предложенную модель своего кристаллического строения, шпинель образует идеально развитые октаэдрические, иногда более сложные кристаллы, имеет очень высокую твердость (7,5—8) и повышенную (несмотря на малую атомную массу магния и алюминия) плотность—3,6. Между тем, предложенная модель кристаллического строения шпинели парадоксальна: в ней большие катионы (магний) располагаются в меньших (тетраэдрических) пустотах, менее крупные катионы (алюминий) наоборот—в больших (октаэдрических) пустотах. Поэтому шпинель оказалась в работах ряда ученых объектом для проверки взглядов о плотнейшей упаковке атомов кислорода и принятых сейчас в кристаллографии значениях радиуса O^{2-} (0,133 нм) и катионов. Так, В. И. Лебедевым предложена совсем иная модель строения шпинели. В ней магний имеет радиус 0,160 нм и образует кубическую упаковку типа алмаза, алюминий имеет радиус 0,143 нм, а в тетраэдрических пустотах между ними располагаются небольшие, по этим взглядам, ионы кислорода с радиусом 0,045—0,050 нм, причем все геометрические характеристики структуры, значения плотности и твердости логически стройно увязываются и с этой моделью.

Цвет шпинели разный. Идеально чистое вещество должно быть бесцветным. От примесей хрома окраска становится розовой, красной, от железа—зеленой, зелено-черной, синей (в зависимости от общего количества железа и соотношения Fe^{2+} и Fe^{3+}). Блеск стеклянный.

Шпинель является минералом высоких температур и давлений. Она образуется в метаморфических высокомагнезиальных породах: 1) в мраморах и кальцифирах за счет метаморфизма карбонатно-глинистых пород; 2) как один из минералов реакционных оторочек, возникающих при глубинных процессах метаморфизма вокруг пегматитовых жил среди мраморов; 3) как один из минералов диопсидо-флогопито-кальцитовых метасоматитов в архейских гнейсах и сланцах. Очень своеобразна минеральная ассоциация всех этих месторождений, это кальцит, диопсид, форстерит, флогопит. Шпинель представлена здесь одиночными кристаллами. В первых двух типах они извлекаются как драгоценный камень розового, красного, лилового цвета.

Узнается по одиночной вкрапленности кристаллов, их форме, высокой твердости. Запрещенная ассоциация: шпинель + кварц.

Магнетит $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$. Главная руда на железо. Состав очень сложен, всегда есть изоморфные примеси разных элементов: титана (такая разновидность минерала называется титаномагнетитом), алюминия, магния, хрома, ванадия, марганца, кремния и др. Поэтому содержание железа в магнетите и рудах в целом обычно ниже теоретического. Примеси есть вредные, а есть и легирующие.

Кристаллическая структура магнетита аналогична шпинелевой, но распределение в ней атомов по тетраэдрическим и октаэдрическим пустотам еще более необычно (табл. 23). Даже если учесть только примесь магния, алюминия, титана, хрома (миналы 1, 2, 3, 6, 7, 12, 13), общая формула будет иметь очень сложный вид: $(\text{Fe}^{3+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Mg}, \text{Ti}, \text{Cr})_{2-x}\text{O}_4$, в ней x отвечает числу «молекул» ильменита. Как видим, в структуре может быть дефицит атомов в октаэдриче-

Т а б л и ц а 23. Распределение изоморфных примесей в магнетите

№ п/п	Минал*		Распределение катионов в пустотах	
	название	формула	одна тетраэдрическая	две октаэдрические
1	Магнетитовый	$\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$	Fe^{3+}	$\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$
2	Шпинелевый	MgAl_2O_4	Mg^{2+}	$\text{Al}^{3+} + \text{Al}^{3+}$
3	Магнезиоферритовый	$\text{MgFe}_2^{3+}\text{O}_4$	Fe^{3+}	$\text{Fe}^{3+} + \text{Mg}^{2+}$
4	Треворитовый	$\text{NiFe}_2^{3+}\text{O}_4$	Fe^{3+}	$\text{Fe}^{3+} + \text{Ni}^{2+}$
5	Со-шпинелидовый	$\text{CoFe}_2^{3+}\text{O}_4$	Fe^{3+}	$\text{Fe}^{3+} + \text{Co}^{2+}$
6	Ульвитовый	$\text{Ti}^{4+}\text{Fe}_2^{2+}\text{O}_4$	Fe^{2+}	$\text{Fe}^{2+} + \text{Ti}^{4+}$
7	Хромитовый	$\text{Fe}^{2+}\text{Cr}_2\text{O}_4$	Fe^{2+}	$\text{Cr}^{3+} + \text{Cr}^{3+}$
8	Ганитовый	ZnAl_2O_4	Zn^{2+}	$\text{Al}^{3+} + \text{Al}^{3+}$
9	Якобитовый	$\text{MnFe}_2^{2+}\text{O}_4$	Mn^{2+}	$\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{3+}$
10	Кульсонитовый	$\text{Fe}^{2+}\text{V}_2^{3+}\text{O}_4$	Fe^{2+}	$\text{V}^{3+} + \text{V}^{3+}$
11	Гематитовый	$\text{Fe}_2\text{O}_3 (= \text{Fe}_{2,66}\text{O}_4)$	Fe^{3+}	$\text{Fe}_{0,83}^{3+} + \text{Fe}_{0,83}^{3+}$
12	Рутиловый	$\text{TiO}_2 (= \text{Ti}_2\text{O}_4)$	—	$\text{Ti} + \text{Ti}$
13	Ильменитовый	$\text{FeTiO}_3 (= \text{Fe}_{1,33} \times \text{Ti}_{1,33}\text{O}_4)$	$\text{Fe}_{0,33}^{2+}$	$\text{Fe}_{0,67}^{2+} + \text{Ti}_{1,33}^{4+}$

* Минал — условная молекула, как бы изоморфно растворенная в минерале.

ских пустотах, кроме того Fe^{3+} , Mg , Fe^{2+} расселяются по разным позициям (с координационным числом IV и VI). Эта сложность состава минерала и расселение катионов по разным структурным позициям определяют его неустойчивость. Образовавшись при высоких температурах в виде гомогенной фазы, он распадается затем на смесь минеральных фаз — магнетит, ильменит, шпинель, ульвит и др.

Магнетит встречается в октаэдрических кристаллах (изредка в ромбододекаэдрах), в виде зернистых вкраплений и жилок, сплошных масс. Цвет черный, блеск полуметаллический. Сильно магнитен. Некоторые магнетиты полярно магнитны.

Магнитные свойства минерала зависят от его состава, чем больше примесей магния, марганца, тем меньше магнитная восприимчивость минерала и ниже температура Кюри (момент исчезновения магнитных свойств при нагревании). Как и все кристаллические вещества магнетит анизотропен, это касается и его магнитных свойств: в кристаллах имеются магнитные оси, это оси симметрии L_3 , вдоль них кристаллы намагничиваются легче всего, в других направлениях кристаллы намагничиваются труднее и по-разному в разных направлениях. Характерны для кристаллов, также магнитные домены (блоки, каждый со своим вектором намагниченности). Они выявляются на гранях и в срезах кристаллов и имеют размеры порядка 50—150 мкм.

Магнитность — это характерное диагностическое свойство минерала, но как видно, надо знать, что степень магнитности может быть разной. В полярно намагниченных рудах могут быть участки, не притягивающие, а отталкивающие стрелку компаса; стоит поднести к магнетиту другой конец стрелки, как он притягивается.

Магнетит образуется в различных геологических условиях. Промышленное значение как железорудные имеют следующие типы месторождений: 1) магнетитовые залежи и вкрапленность в оливинитах, перидотитах, габбро; 2) скарны и некоторые другие контактово-метасоматические образования. В них магнетит частично образуется за счет привноса Fe в раствор, а частично может образоваться за счет высвобождения железа при разложении растворами более ранних железосодержащих минералов скарна — геденбергита и андрадита; 3) железистые кварциты (метаморфические горные породы), в них магнетит образуется по реакции типа $6\text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow 4\text{FeFe}_2\text{O}_4 + \text{O}_2$ и др. При выветривании магнетит, окисляясь, переходит в гематит. Такие псевдоморфозы называются мартитом. Мартитовые руды также имеют промышленное значение.

Безошибочно узнается по цвету, блеску, сильной магнитности.

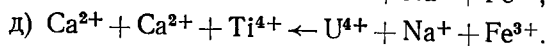
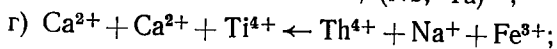
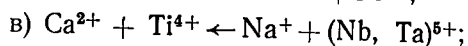
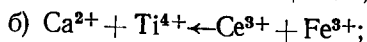
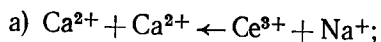
Хромит FeCr_2O_4 . Изоморфные примеси Mg , Al и др. Изоструктурен со шпинелью. Встречается в зернах и их орбику-

лярных агрегатах (нодулях), сплошных залежах в ультраосновных горных породах, обычно полностью серпентинизированных. Цвет черный, буро-черный. Блеск жирный, металлический. Очень характерна черта — коричневая, буро-коричневая, зелено-коричневая. Твердость разная — от 5,5 до 7,5 (возрастает с увеличением примеси алюминия). Иногда слабо магнитен. Часто сопровождается вторичными силикатами яркой окраски — изумрудно-зеленым уваровитом, фиолетово-розовыми хромовыми хлоритами.

Является единственным рудным минералом хрома.

Узнается с трудом из-за своей неприметности и сходства с магнетитом, но хромит почти всегда не магнитен или магнитен очень слабо, черта у него не черная (как у магнетита), а цветная (грязно-бурая зеленовато-коричневая, присмотритесь к ней), твердость выше, чем у магнетита. Помогает диагностировать минерал его постоянная ассоциация с клееподобными желтыми, зелеными массами серпентина, изумрудно-зелеными кристаллами и зернами уваровита и фиолетово-розовыми вкраплениями и призмками хромсодержащих хлоритов (кочубента, кеммерерита).

Группа перовскита. Сюда относится перовскит CaTiO_3 и его химические разновидности, в том числе лопарит (примесь Nb_2O_5 до 15 %, Ta_2O_5 до 0,7 %). Широко проявлен изоморфизм с замещением Са редкими землями, торием, ураном по сложным схемам гетеровалентного изоморфизма с одновременным вхождением в минерал других химических элементов. В перовските, например, выявлены такие схемы изоморфизма:



В итоге, общая формула перовскита сложна: $(\text{Ca}, \text{Ce}, \text{Na}, \text{Th}, \text{U})(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Ta}, \text{Fe})\text{O}_3$.

Отдельные кристаллы перовскита имеют форму куба или кубооктаэдра, для лопарита характерны звездчатые двойники прорастания. Блеск смоляной. Твердость 5,5. Черта светлая, коричневатая.

Встречаются почти исключительно в массивах щелочных (с нефелином) горных пород, где образуют единичную, редкую, рассеянную вкрапленность мельчайших черных зерен в нефелиновых сиенитах, ийолитах, щелочных пироксенитах, нефелиновых пегматитах. В некоторых массивах встречены крупные скопления перовскита в щелочных пироксенитах в виде мелко-

зернистых, тонкозернистых черных маковидных масс, на 80—90 % сложенных перовскитом.

Скопления перовскита пока принято считать потенциальной рудой на титан, изоморфные примеси Се и Nb в перовските ухудшают качество получаемого из таких руд металла, а отделять их очень сложно и дорого. Нефелиновые сиениты с лопаритом являются рудой, разрабатываемой на тантал, само содержание минерала в таких рудах не превышает нескольких процентов. Зерна лопарита в рудах имеют размер 0,5—1 мм.

Перовскит и лопарит очень трудно диагностируются, для этого нужен большой навык. В отличие от магнетита перовскит немагнитен, имеет другую черту. В отличие от шерломита он намного мягче. Для лопарита диагностическим признаком являются его звездчатые двойники.

Группа колумбита. К ней относятся минералы изоморфного ряда $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Nb}_2\text{O}_6$ — $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Ta}_2\text{O}_6$. Они образуют толстотаблитчатые черные кристаллы с штриховкой на гранях. Блеск на гранях металлический, в изломе матовый (излом шероховатый), твердость около 6. Черта бурая, коричневая. Характерна высокая плотность: у чисто ниобиевых разновидностей около 5, у танталовых до 8.

Встречаются в виде рассеянной редкой вкрапленности кристаллов и зерен в измененных (альбитизированных и грейзенизированных) гранитах, в грейзенах и сподуменовых пегматитах. Извлекаются как руда на ниобий и тантал. Но узнаются с трудом. Примечательны высокая плотность, черный цвет, светлая коричневая черта. Тантал намного ценнее, поэтому при разведке месторождений важно отличить танталит от колумбита и оконтурить участки с его вкрапленностью. Предложен и используется очень простой экспресс-метод определения количества тантала в минерале по его плотности: засекают время погружения зерен минерала в длинной стеклянной трубке с вязкой жидкостью, например растительным маслом, затем по простой формуле вычисляют значения плотности, а по ней — содержание тантала в минерале.

Группа пирохлора. Это группа минералов сложного переменного состава, среди них выделяют три крайних минеральных вида — ниобиевый минерал (пирохлор), танталовый (микролит), титановый (бетафит) и очень много промежуточных разновидностей (рис. 90), каждая со своим названием (обручевит, гатчеттолит, пандаит, менделеевит и т. д.). Сейчас эти излишние названия упразднены, но все еще проскальзывают в литературу и засоряют ее. Схемы изоморфизма, типичные для минералов этой группы такие же как группа перовскита. Ориентируясь на главные изоморфные примеси, можно говорить о тантал-урановой, тантал-ториевой, редкоземельной и т. п. разновидностях пирохлора, не используя собственных

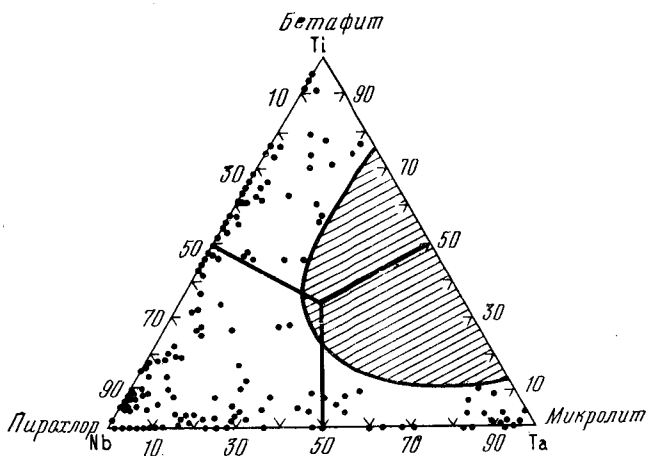


Рис. 90. Точки реальных химических составов минералов группы пироксенола. Заштриховано поле несуществующих составов

названий для них. Их общая формула имеет вид $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Ce}, \text{Th}, \text{U})_2(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6(\text{F}, \text{OH})$, упрощенно $\text{CaNaNb}_2\text{O}_6\text{F}$.

Пироксенол образует кристаллы в виде октаэдров и кубоктаэдров или округлые зерна. Как правило, они подверглись метамиктному распаду и имеют вид клееподобных аморфных масс с жирным блеском и раковистым изломом, лишь в редких случаях у граней пироксенола сильный алмазный блеск. Цвет желтый, коричневый, черный. Сильно радиоактивный минерал.

Пироксенол встречается в щелочных (нефелин-сиенитовых) пегматитах, кальцитовых жилах в пределах массивов нефелиновых сиенитов, в альбититах, фенитах, в особом типе месторождений — карбонатитах (карбонатиты приурочены к массивам щелочных ультраосновных горных пород на щитах. В них они образуют штоки диаметром до 300—500 м, а также дайки и жилы. Карбонатит — это зернистая существенно кальцитовая или доломитовая горная порода с оливином, пироксеном, магнетитом, апатитом в качестве второстепенных минералов). Пироксеноловые руды разрабатываются на комплекс полезных ископаемых — ниобий, тантал, уран, редкие земли.

Микралит встречается в сподуменовых пегматитах, здесь он наряду с танталитом является рудным минералом тантала.

Вольфрамит — так называются минералы изоморфного ряда FeWO_4 — MnWO_4 . Сингония моноклинная. Образует черные, бурые, красновато-коричневые толстотаблитчатые и призматические кристаллы с грубой штриховкой на гранях. Твердость около 5. Совершенная спайность по пинакoidу поперек таблитчатости кристаллов, на ней алмазный или сильный полуметал-

лический («зеркальный») блеск. Черта коричневая, светло-бурая, как у сфалерита. Большая плотность — около 7.

Образуется в грейзенах, в высокотемпературных гидротермальных месторождениях. Встречается в составе россыпей. Добывается как руда на вольфрам.

Узнается по форме кристаллов, спайности, «зеркальному» блеску, большой тяжести. По черте, цвету, блеску, спайности можно спутать со сфалеритом, но у последнего спайность проходит в нескольких направлениях (у вольфрамита — в одном), зерна у сфалерита изометричные (у вольфрамита вытянутые, таблитчатые), сфалерит намного легче вольфрамита.

Контрольные вопросы

1. Каковы главные классы кислородных соединений?
2. Какова структура минералов группы корунда, в чем заключается типоморфизм кристаллов корунда?
3. Какова структурная позиция кремния в оксидах кремнезема? Чем стишовит отличается от других полиморфных модификаций кремнезема и при каких условиях он образуется?
4. Какова структура низкотемпературного кварца и при каких давлениях и температурах он существует?
5. Кварц как пьезоэлектрик — какие направления и почему являются полярными, как выпиливаются пьезоэлементы?
6. Какова природа окраски кварца?
7. Каковы главные черты состава, структуры, свойств и условий образования шпинели?
8. Каков химический состав магнетита и особенности его магнитных свойств?
9. Какова классификация минералов группы пироклора и его упрощенная формула? Где эти минералы встречаются?
10. Каков состав, свойства и месторождения вольфрамита?

Глава 11

ГИДРОКСИДЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Все гидроксиды являются преимущественно приповерхностными минералами, образующимися в процессах выветривания разных горных пород и руд или в ходе процессов осадконакопления. Как редкое явление установлено формирование гидроксидов при воздействии низкотемпературных гидротермальных растворов, например, на полевые шпаты, нефелин и другие минералы. Наиболее распространены в природе гидроксиды железа (до 4 % объема земной коры), алюминия, марганца и кремния. Известны также гидроксиды магния, хрома, бора, никеля, урана, ванадия, вольфрама.

Практическое значение имеют гидроксиды железа, алюминия, марганца, бора, как руды на эти металлы. Горные породы, сложенные гидроксидами кремния — опоки, трепелы, диатомиты используются в качестве полировочных материалов, фильтрующих масс, сырья для изготовления керамики и специальных легких кирпичей. Наконец, известен благородный опал, используемый как красивый поделочный камень.

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Число катионов, образующих гидроксиды, невелико. Это магний, алюминий, элементы четвертого периода таблицы Д. И. Менделеева с незаполненной d -электронной оболочкой (от Ti до Zn) и др. В качестве анионов выступают $(\text{OH})^{1-}$ и O^{2-} , очень часто в минералах имеется кристаллизационная вода; особый тип веществ представляют собой гидроксиды кремния — опалы.

Рассмотрим главные типы структур гидроксидов на примере минералов алюминия — гиббсита, бёмита, диаспора. В гиббсите установлена плотнейшая упаковка OH^- -ионов, в октаэдрических пустотах, через слой, располагаются атомы алюминия (рис. 91). Итоговая формула минерала $\text{Al}(\text{OH})_3$. В бёмите атомы алюминия располагаются между ионами O^{2-} двух типов. Половина ионов O^{2-} соединена друг с другом через водород, между другой половиной атомов осуществляются остаточные силы связи. Итоговая формула минерала AlOOH . В диаспоре установлена плотнейшая упаковка ионов O^{2-} , скрепляемых водородными связями; алюминий располагается в октаэдрических пустотах. Итоговая формула минерала HAlO_2 .

Из этих трех минералов алюминия гидроксил явно обособлен только в гиббсите, отнесение двух других минералов к гид-

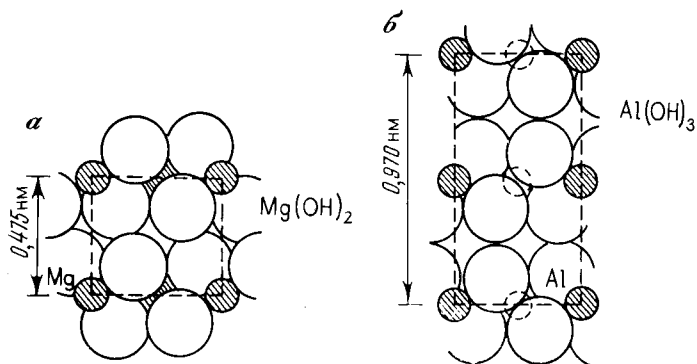


Рис. 91. Схема структуры брусита (а) и гиббсита (б)

Таблица 24. Главнейшие гидроксиды

Группа	Минерал	Сингония	Твердость
Брусита Гидроксидов Al	Брусит $Mg(OH)_2$	Триг.	2,5
	Гиббсит $Al(OH)_3$	Мон.	2,5—3,5
	Бёмит $AlOON$	Ромб.	3,5
	Диаспор $HAIO_2$	»	6—7
Гидроксидов Fe	Гётит $HFeO_2$	»	4,5—5,5
	Лепидокрокит $FeOON$	»	4
Гидроксидов Mn	Манганит $Mn MnO_2(OH)_2$	Мон.	3—4
	Пирохронит $Mn(OH)_2$	Триг.	2
	Псиломелан $(Ba, Mn)_3 \cdot Mn_8O_{16}(OH)_6$	Ромб.	5—6
Гидроксидов Si	Опал $SiO_2 \cdot nH_2O$	Аморфный	5—6,5

роксидам в какой-то мере условно и отвечает исторически сложившейся терминологии и научным концепциям. Дело в том, что при прокаливании все гидроксиды распадаются на оксид и воду. Это и являлось всегда основанием для выделения таких веществ в качестве особых соединений — гидроксидов.

Совсем своеобразна структура опалов $SiO_2 \cdot nH_2O$ и еще более условно их отнесение к гидроксидам. Некоторые из них вообще аморфны. Другие состоят из глобулей кремнезема (тридимита или кристобалита) размером в 150—400 нм, расположенных по закону плотнейшей кубической упаковки. В пространство между глобулями адсорбируется вода, в разном количестве в зависимости от размера глобуль и степени упорядоченности их расположения. Такие опалы являются твердыми коллоидами-гидрогелями. Отнесение опалов к гидроксидам, т. е. к кристаллическим веществам, является данью традиции, по существу — это одна из форм нахождения в природе кристобалита и тридимита.

Кристаллохимические формулы и некоторые сведения о главнейших гидроксидах приведены в табл. 24.

МОРФОЛОГИЯ КРИСТАЛЛОВ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

В подавляющем большинстве гидроксиды не образуют различных, заметных глазом кристаллов и обычно форму их кристаллических индивидов можно установить лишь в электронном микроскопе. Почти всегда они встречаются в порошковатых, землистых, натечных, фарфоровидных массах и в виде оолитов. Исключения из этих правил единичны, они относятся к диаспору и гиббситу: в нескольких месторождениях известны их пластинчатые кристаллы размером от 0,1 до 2,3 см.

Твердость у большинства гидроксидов невысокая — от 1 до 3. Она объясняется малой прочностью их кристаллических

структур с большой долей остаточных связей, как например в гибbsite, где каждая трехслойная пачка $\text{Al}(\text{OH})_3$ слабо скреплена с такими же соседними пачками. Исключение представляет диаспор в тех редких случаях, когда он образует самостоятельные кристаллы. Они обладают твердостью 6,5—7 из-за большой роли водородных, т. е. сильных связей в диаспоре.

Окраска минералов разнообразная и часто пестрая. Она обусловлена разными причинами. Во-первых, гидроксиды железа и марганца имеют свою собственную коричневую или буро-черную окраску, обусловленную тем, что железо и марганец являются типичными элементами-хромофорами. Во-вторых, из-за тонкодисперсного сложения агрегатов, которые образуют гидроксиды, в них содержится много пигментирующих механических примесей. Так окрашены смеси гидроксидов алюминия (в идеале бесцветные) в бурые, охряные, красные цвета примесями бурого железняка и гематита. Наконец, особый характер окраски имеют благородные опалы. Они опалесцируют и радужно иризируют за счет интерференции (дифракции?) света, проходящего через плотно упакованные глобулы кремнезема. Бурая, зеленая, коричневая, черная окраски опала вызываются, как и у других гидроксидов, вrostками пигментирующих веществ, в данном случае зеленого гарниерита, бурого железняка, черного пиролюзита и др.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МИНЕРАЛАХ

Гидроксиды алюминия. В индивидуальных выделениях встречаются редко. Обычно все вместе образуют смеси с гидроксидами и оксидами железа, каолином и другими компонентами. Они называются бокситами. Это плотные мелко- и тонкозернистые массы, каменные, рыхлые или глиноподобные. Часто имеют оолитовую структуру. Цвет белый, серый, красный, темно-красный. Образуются, во-первых, как продукт поверхностного выветривания гранитов в тропических странах. В этом отношении бокситы стоят в одном генетическом ряду с латеритами, последние возникают за счет выветривания ультраосновных и основных горных пород, они беднее гидроксидами алюминия, однако богаче слоистыми силикатами, оксидами и гидроксидами железа, а иногда — минералами никеля. Во-вторых, бокситы образуются как осадочные горные породы за счет перемыва месторождений первого типа. Они являются главной рудой для получения глинозема и металлического алюминия, огнеупоров, цемента.

Иногда отмечаются кристаллы гидроксидов алюминия — гибbsite и диаспора. Гибbsite наблюдается в виде бесцветных и белых пластинок гексагональных очертаний и с совершен-

ной спайностью по пинаконду среди продуктов гидротермального изменения нефелина. Диаспор известен в пластинчатых с грубой штриховкой и сильным перламутровым блеском кристаллах сиреневого и бурого цвета. Твердость 6—7. В таких кристаллах он встречается в метаморфических месторождениях.

Гидроксиды железа. Индивидуально встречаются редко: гётит наблюдается иногда в виде золотисто-бурых иголочек среди кварца в кварц-халцедоновых жеодах среди эффузивов и осадочных пород, лепидокрокит образует золотисто-бронзовые слюдоподобные налеты на гематите и других окисленных минералах железа. Обычно же встречаются в смесях, называемых бурым железняком и лимонитом. Это ржаво-коричневые до черных землистые, натечные, почковидные тонкодисперсные агрегаты, потеки, псевдоморфозы по пириту, гематиту и другим минералам, наконец агрегаты оолитового сложения. Блеск матовый или стеклянный. Черта ржавая. Образуются в результате поверхностного окисления различных руд и минералов железа, выпадают в виде коллоидно-химических осадков на стадиях сингенеза и эпигенеза при формировании осадочных горных пород.

Являются рудой на железо, порошковатые массы используются для изготовления красок.

Гидроксиды марганца. Известно около двадцати гидроксидов чистого марганца и марганца в сочетании с другими химическими элементами (барием, кальцием, цинком и др.). Все они похожи друг на друга. Обычно гидроксиды марганца встречаются в смеси друг с другом и с пиролюзитом MnO_2 в виде землистых, натечных, оолитовых агрегатов. Нередко такие массы ошибочно называются собственнo псиломеланом. Цвет их черный, буро-черный, черта буро-черная, маркая. Твердость от 6 до 2. Точная диагностика минералов обычно осуществляется специальными лабораторными методами. Смеси, обогащенные водой, максимально буро-коричневые, рыхлые и легкие, более маркие, называются *вадами*. Гидроксиды марганца образуются в некоторых гидротермальных месторождениях, в процессах выветривания разных марганецсодержащих минералов, как коллоидно-химические осадки и на дне современных океанов (рис. 92). Являются рудой на марганец.

Опал $SiO_2 \cdot n H_2O$ (твердый гидрогель переменного состава). Обычно наблюдается в плотных полупрозрачных клее- и стеклоподобных массах, жилках, натечных агрегатах. Бесцветный, молочный, зеленый, бурый, черный, радужный (опалесцирующий). Блеск стеклянный, восковой, матовый. Твердость около 5—5,5.

Кристаллизуется из гейзерных вод, образуется при поверхностном выветривании полевых шпатов и других силика-

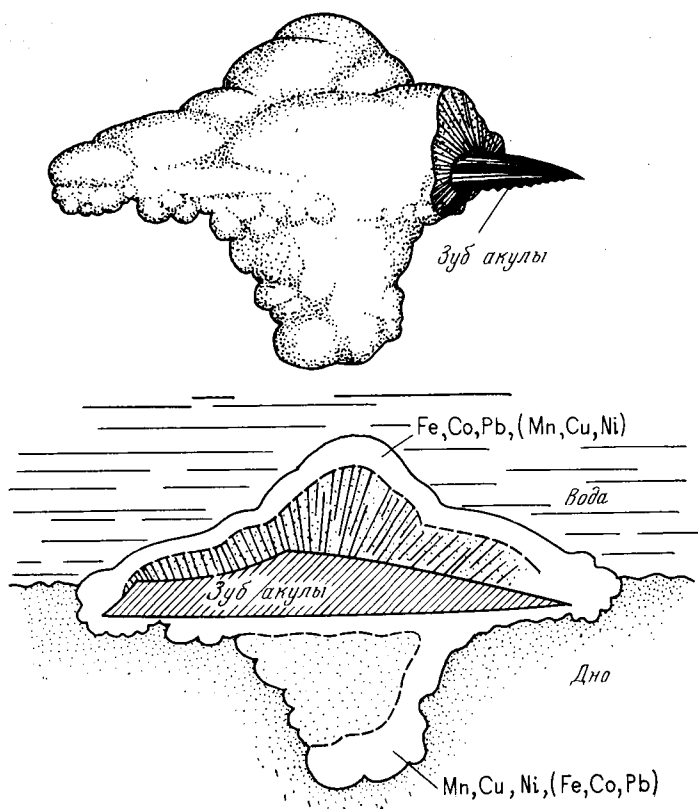


Рис. 92. Форма и строение глубоководной железомарганцевой конкреции

тов, выпадает в осадок за счет коагуляции гелей кремнезема в прибрежных зонах морских бассейнов, слагает твердые ткани всех диатомовых водорослей, жгутиковых, некоторых радиоларий, всех стеклянных губок, некоторых гастропод и других беспозвоночных, часто замещает остатки растений в почвах. Опаловые породы (опоки, трепелы, диатомиты) применяются для изготовления фильтров, в производстве керамики, для полировки металлов, в качестве термоизоляторов, в химической, пищевой, нефтяной промышленности. Благородный опал — поделочный камень. В известняках опал — это вредная примесь, портящая получаемую из него известь и цемент.

1. Каковы главные типы структур гидроксидов?
2. Каковы условия образования бокситов?
3. Что такое по минеральному составу бурый железняк и лимонит и как они образуются?
4. Каково строение опала и в чем причина его опалесценции?

Глава 12

СИЛИКАТЫ И ИХ АНАЛОГИ

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРУКТУР

Класс силикатов и их аналогов является самым большим по числу минеральных видов — к нему относится около 30 % от их общего числа. В целом силикаты и алюмосиликаты слагают около 75 % земной коры, при этом наиболее распространены полевые шпаты — они слагают около 45 % литосферы. За ними по распространенности следуют слюды, пироксены, амфиболы и гранаты. В соответствии с распространенностью химических элементов главными катионами в силикатах и их аналогах являются K, Na, Ca, Mg, Fe. Значительна также роль амфотера алюминия. Рентгеноструктурными исследованиями доказано, что алюминий может выступать в качестве катиона и входить в анионный радикал минералов.

Рентгеноструктурные исследования выявили следующие общие особенности строения силикатов и их аналогов:

а) во всех силикатах атомы кремния имеют по отношению к кислороду четверную координацию, они образуют вместе с кислородом как в кварце кремнекислородные тетраэдры $(\text{SiO}_4)^{4-}$ (см. рис. 80). Связи кремния с кислородом смешанные ионно-ковалентные, с разной степенью ионности в минералах разной структуры и с разными катионами;

б) кремнекислородные тетраэдры могут быть одиночными и тогда они соединяются в общей структуре минерала через катионы, но они могут и полимеризоваться, образуя различные анионные группировки;

в) алюминий в силикатах может играть роль катиона, занимая позиции в октаэдрических пустотах между кислородом, и может входить в тетраэдры $(\text{AlO}_4)^{5-}$, занимая в структуре минералов позиции, адекватные с кремнием. Например, в каолините $\text{Al}_2(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4$ алюминий выполняет роль катиона и имеет координационное число шесть, а в микроклине $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$ он входит в анионный радикал минерала, занимает такие же позиции, как и кремний, т. е. размещается

в центре тетраэдров. Минералы первого типа называются *силикатами*, второго — являются их аналогами и называются *алюмосиликатами*. Есть минералы, в которых алюминий сразу выступает в обеих ролях, например в слюде мусковите $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$. Каолинит — это силикат алюминия, микроклин — алюмосиликат калия, а мусковит — это алюмосиликат алюминия и калия.

Размер тетраэдров $(\text{AlO}_4)^{5-}$ и его конфигурация иные, чем у групп $(\text{SiO}_4)^{4-}$, характер химических связей также отличен. Поэтому имеются границы замещений $\text{Si}^{4+} \leftarrow \text{Al}^{3+}$ в тетраэдрах. Установлено, что в силикатах может замещаться алюминием не более половины кремния в тетраэдрах. Значит, предельны по составу алюмосиликаты типа анортита $\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$, нефелина $\text{Na}(\text{AlSiO}_4)$ и т. п.;

г) помимо кремнекислородных анионных радикалов во многих силикатах и алюмосиликатах имеются дополнительные анионы — OH^- , $(\text{CO}_3)^{2-}$, $(\text{SO}_4)^{2-}$, $(\text{S}_2)^{2-}$, $(\text{BO}_3)^{3-}$, $(\text{P}_2\text{O}_7)^{4-}$ и др. Так, в каолините и мусковите имеются дополнительные анионы OH^- .

СТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ АНИОННЫХ РАДИКАЛОВ

Разнообразие структур силикатов практически безгранично. Это вызвано, во-первых, многочисленностью способов полимеризации групп $(\text{SiO}_4)^{4-}$ и $(\text{AlO}_4)^{5-}$ с возникновением анионных комплексов разной конфигурации и размеров. Во-вторых, в виде силикатов и алюмосиликатов встречается около 60—70 химических элементов с разным размером их ионов и характером осуществляемых ими связей. В результате геометрия сочетаний катионов и анионных группировок может быть самой разной. Поэтому рассмотрим только основные структурные типы анионных радикалов, характерные для наиболее распространенных минералов.

1. *Изолированные тетраэдры* $(\text{SiO}_4)^{4-}$. Характерны, например, для гранатов $\text{R}_3^2\text{R}_2^3(\text{SiO}_4)_3$, оливинов $(\text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{SiO}_4)$, топаза $\text{Al}_2(\text{SiO}_4)\text{F}_2$. В них тетраэдрические группы соединяются через катионы (рис. 93). Эти минералы можно рассматривать также как соли ортокремневой кислоты H_4SiO_4 , они ранее назывались поэтому ортосиликатами.

2. *Сдвоенные тетраэдры*. Группы $(\text{SiO}_4)^{4-}$, полимеризуясь, соединяются попарно через общую вершину кислородом, суммарно формула комплексного аниона $(\text{Si}_2\text{O}_7)^{6-}$. Такие анионы соединяются через катионы. Примером служит гемиморфит $\text{Zn}_4(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH})_2\text{H}_2\text{O}$. Минералы с подобными радикалами нередко называются диортосиликатами. Есть минералы (например, эпидот), в структуре которых присутствуют группы $(\text{SiO}_4)^{4-}$ и $(\text{Si}_2\text{O}_7)^{6-}$. Их называют орто-диортосиликатами.

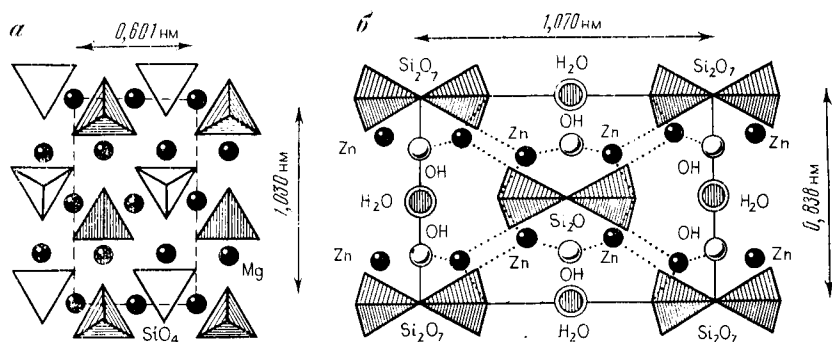


Рис. 93. Схема кристаллической структуры оливина (а) и гемиморфита (б)

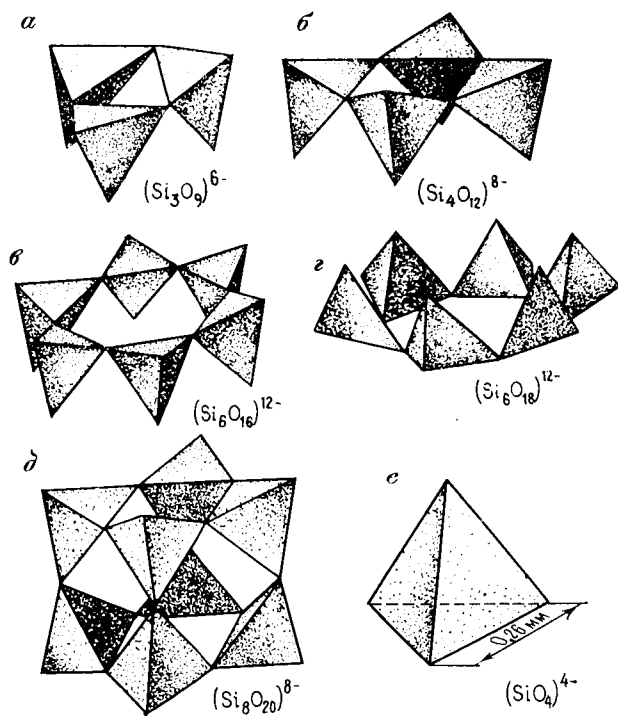


Рис. 94. Типы кольцевых радикалов (а—д) и размер одиночного тетраэдра (е)

3. *Кольца тетраэдров.* Наиболее обычны кольцевой одноярусный анионный радикал из шести тетраэдров, как у берилла (рис. 94, в), но есть минералы с кольцевыми радикалами из трех и четырех тетраэдров и со сдвоенными (двухъярусными) радикалами из четырех и шести колец. В шестерых одноярусных радикалах число атомов кремния 6, но кислород играет разную структурную роль. Это двенадцать атомов кислорода в свободных вершинах тетраэдров, которые осуществляют связь с катионами, и шесть атомов кислорода в сдвоенных (соединившихся) вершинах. Итоговая формула такого радикала $(\text{Si}_6\text{O}_{18})^{6-}$, а общая формула минерала на пример берилла, такова: $\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})$.

4. *Цепочки тетраэдров.* Их много разных, наиболее проста и чаще всего встречается, так называемая, пироксеновая цепочка (рис. 95). Она бесконечна, имеет, как видно из рисунка, период повторяемости в два тетраэдра, отсюда общая формула радикала $(\text{Si}_2\text{O}_6)^{4-}$. Примером служит диопсид $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$. Его можно трактовать также как природную соль метакремневой кислоты. Такие минералы нередко назывались ранее метасиликатами.

5. *Ленты тетраэдров.* Их много. Наиболее распространена в силикатах, так называемая, амфиболовая лента. Она бесконечна и как бы состоит из двух соединившихся друг с другом пироксеновых цепочек (рис. 96). Нередко так и говорят: пироксеновая — это ординарная, а амфиболовая — двойная цепочка. В амфиболовой ленте период повторяемости — одно кольцо тетраэдров. Выведем по нему формулу анионного радикала: на тетраэдры 3 и 6 (см. рис. 96) приходится два атома кремния и восемь атомов кислорода, каждый тетраэдр из четверки (1, 2, 4, 5) принадлежит сразу двум кольцам, значит в каждом из них на выбранное нами для подсчетов кольцо приходится пол-атома кремния и пол-атома кислорода в вер-

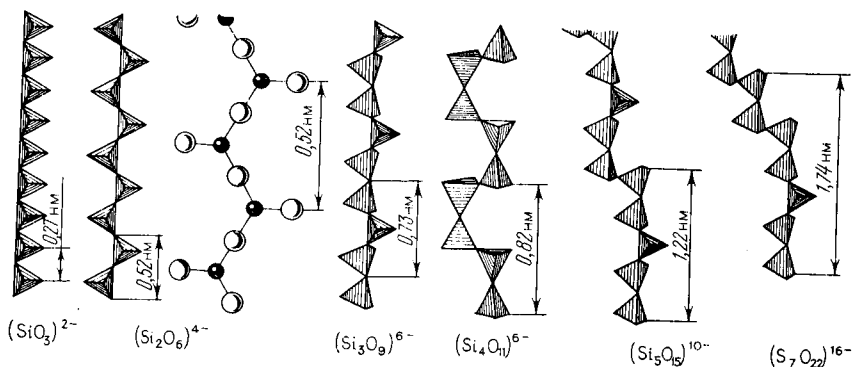


Рис. 95. Типы цепочечных радикалов

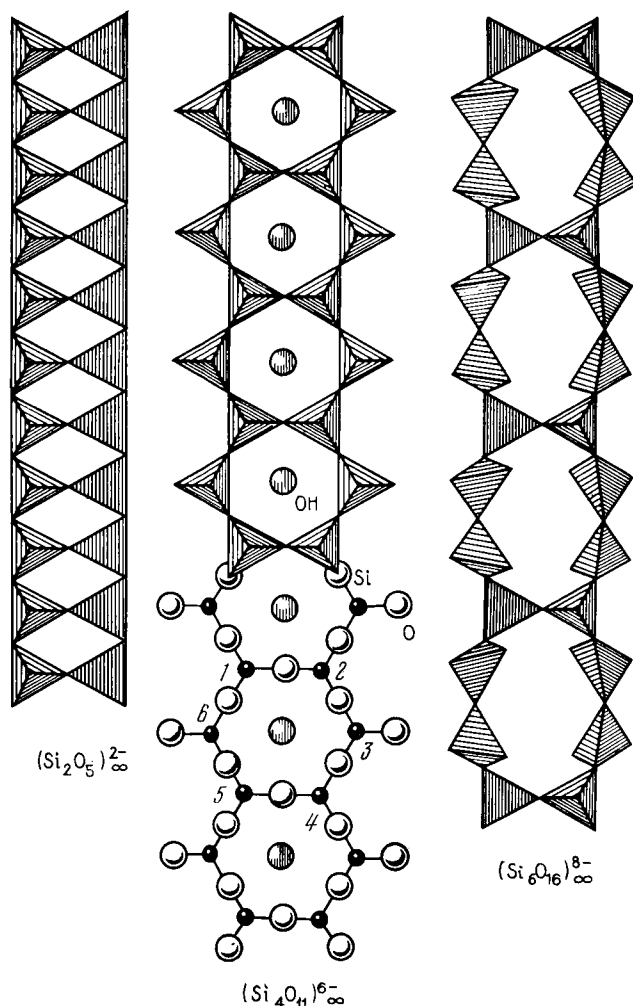


Рис. 96. Типы ленточных радикалов

шине, наконец, есть еще два атома кислорода (они указаны на рисунке стрелками), каждый из них принадлежит двум кольцам. В сумме имеем для кремния: $2 + \frac{1}{2} \times 4 = 4$, для кислорода: $8 + \frac{1}{2} \times 4 + \frac{1}{2} \times 2 = 11$, а формула анионного радикала $(\text{Si}_4\text{O}_{11})^{6-}$. Примером минерала с таким радикалом является тремолит $\text{Ca}_2\text{Mg}_5 \times (\text{Si}_4\text{O}_{11})_2 (\text{OH})_2$, или $\text{Ca}_2\text{Mg}_5 (\text{Si}_8\text{O}_{22}) (\text{OH})_2$.

6. Слои (сетки) тетраэдров. Они тоже бывают разными. Наиболее важны каолинитовые слои (сетки), поскольку они

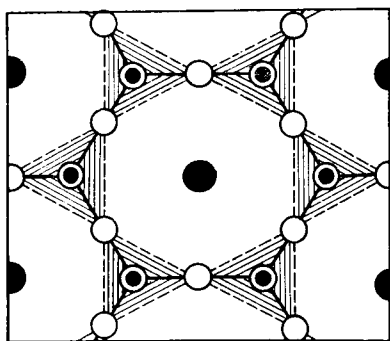


Рис. 97. Простейший слой тетраэдров

имеются в большинстве слюд, глинистых минералов, серпентинов. В каолинитовых сетках тетраэдры лежат своими основаниями в одной плоскости, их вершины развернуты в одну сторону, а простейшим многократно повторяемым, как графит на обоях, узором является шестичленное кольцо (рис. 97). Рассчитаем формулу такого кольца, подсчитав сначала состав единичного тетраэдра: в каждом тетраэдре заключен один атом кремния, к каждому тетраэдру

относится один атом кислорода в его вершине, три других кислорода в основании принадлежат данному тетраэдру наполовину. Значит, на каждый тетраэдр приходится кремния 1 атом, кислорода $1 + 3 \times \frac{1}{2} = 2\frac{1}{2}$, т. е. его «состав» $\text{Si}_1\text{O}_{2.5}$. Всего таких тетраэдров в кольце шесть, но каждый из них принадлежит трем соседним кольцам. Значит, на все кольцо приходится только два тетраэдра. Отсюда общая формула кольца $(\text{Si}_1\text{O}_{2.5})_2$, т. е. $(\text{Si}_2\text{O}_5)^{6-}$. Примерами минералов с таким анионным радикалом являются каолинит $\text{Al}_2(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4$, тальк $\text{Mg}_3(\text{Si}_2\text{O}_5)_2(\text{OH})_2$ или $\text{Mg}_3(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ и др. В химии известна двуметакремневая кислота $\text{H}_2\text{Si}_2\text{O}_5$, поэтому минералы с каолиновыми слоями нередко называют мета- и диметасиликатами.

7. Каркасные группировки тетраэдров. В них тетраэдры соединены всеми своими четырьмя вершинами с соседними тетраэдрами, формируя таким образом бесконечную трехмерную постройку с большими «полостями» в ней. Геометрия и характер симметрии таких группировок могут быть различными из-за несколько разной ориентации тетраэдров относительно друг друга.

Если все тетраэдры заняты кремнием, то получаются различные модификации кремнезема. Во многих учебниках и справочниках кварц и другие полиморфы SiO_2 так и считаются силикатами. Если же часть тетраэдров в таком кремниевом-кислородном каркасе заняты алюминием, минералы называются алюмосиликатами. В качестве примеров мы уже приводили микроклин, анортит, нефелин и указывали, что только не более половины тетраэдров может быть занята алюминием.

Помимо алюминия в состав каркаса может входить бор, как в данбурите $\text{Ca}(\text{B}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$. Такие минералы называются боросиликатами.

Таковы главные группировки тетраэдров в силикатах и их аналогах, число их всех очень велико. Имеется еще много силикатов с нерасшифрованной структурой. Рентгеноструктурные исследования силикатов приводят к открытию новых структур.

КЛАССИФИКАЦИЯ

Классификация силикатов и их аналогов (алюмосиликатов и др.) производится по их структурам. Так выделяют шесть подклассов: островные, цепочечные, кольцевые, ленточные, слоистые, каркасные. К островным отнесены силикаты с группами $(\text{SiO}_4)^{4-}$ и $(\text{Si}_2\text{O}_7)^{6-}$. Здесь следует добавить, что в некоторых книгах и учебниках, особенно в старых, выделяют ортосиликаты, диортосиликаты, орто-диортосиликаты, метасиликаты, диметасиликаты. Кольцевые силикаты иногда относят к островным, иногда к силикатам с замкнутыми цепочками. Силикаты с цепочками и лентами в некоторых учебниках и монографиях объединены под общим названием цепочечные (но с одинарными и двояными цепочками). Кварц в одних книгах относят к оксидам, в других — к силикатам. Есть классификации с нуль-, моно-, ди-, трисиликатами и т. д. Мы уже отмечали в начале этого учебника, что принятые в минералогии две основы — структура и состав не могут привести к созданию единой, до конца логически формализованной систематики. Но эти разногласия быстро отступают на второй план и легко преодолеваются при изучении минералов, они не создают особых трудностей в познании минералогии в объеме учебной программы. Ясно, что для науки в целом несовершенная систематика ее объектов есть недостаток, но это не самый существенный. Как отмечал В. И. Вернадский, цель и суть минералогии состоит не в статичном описании минеральных фаз, как мертвых тел, и не в составлении классификаций, явление и процесс — вот главные ее объекты.

Контрольные вопросы

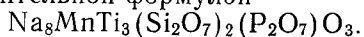
1. Какова позиция алюминия в силикатах и их главные кристаллохимические особенности?
2. Каковы главные типы кремнекислородных группировок в структурах силикатов?
3. Какие оксиды можно считать каркасными силикатами и что такое каркасные алюмосиликаты?

Глава 13

ОСТРОВНЫЕ СИЛИКАТЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Среди силикатов это наиболее многочисленный подкласс минералов. Его характерными представителями являются оливин $(\text{Mg, Fe})_2(\text{SiO}_4)$, альмандин $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$, гроссуляр $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$, топаз $\text{Al}_2(\text{SiO}_4)\text{F}_2$, эпидот $\text{Ca}_2(\text{Al, Fe})_3 \times (\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$. Силикаты этого подкласса имеют разнообразный состав — это минералы магния, железа, кальция, марганца, титана, алюминия, редких земель, тория, циркония, ниобия и др., ни в одном другом подклассе нет такого разнообразия катионов. К этому подклассу относятся также совсем особые по составу и структуре минералы, очень редкие в природе. Это силико-фосфаты, в них имеются дополнительные радикалы $(\text{P}_2\text{O}_7)^{4-}$ и $(\text{PO}_4)^{3-}$. Таков, например, минерал ломоносовит с приблизительной формулой



К числу породообразующих и наиболее широко распространенных в природе минералов относятся оливины, гранаты, эпидот, кианит, титанит, циркон. Практическое значение имеет лишь ничтожная доля от общего числа минералов. В качестве абразивных материалов используются гранаты, драгоценными минералами являются топаз, альмандин, пироп, демантоид (разновидность граната), уваровит, хризолит (разновидность оливина). Рудным минералом бериллия является фенакит $\text{Be}_2(\text{SiO}_4)$, скандия — тортвейтит $\text{Sc}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)$, цинка — виллемит $\text{Zn}_2(\text{SiO}_4)$ и гемиморфит $\text{Zn}_4(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, циркония и гафния — циркон $(\text{Zr, Hf})(\text{SiO}_4)$.

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Кристаллохимическое своеобразие минералов подкласса островных силикатов определяется сочетанием двух факторов: а) присутствием в них орто- и диортогрупп $(\text{SiO}_4)^{4-}$ и $(\text{Si}_2\text{O}_7)^{6-}$; как большая редкость в островных силикатах (в астрониллите) установлены бесконечные цепочки из диортогрупп с общей формулой радикала $(\text{Si}_4\text{O}_{12})^{8-}$; б) большой ролью в их составе катионов октаэдрической координации с размером радиуса от 0,06 до 0,08 нм (Ti^{4+} —0,064; Fe^{3+} —0,067; Nb^{5+} —0,069; Mg^{2+} —0,078; Fe^{2+} —0,082 нм, по В. М. Гольдшмидту), главными среди них являются магний и железо. Благодаря такому сочетанию типичных для плотнейшей упаковки ее тетраэдрических и октаэдрических элементов, структуры островных силикатов наиболее компактны и прочны среди силикатов других

Т а б л и ц а 25. Главнейшие островные силикаты

Группа	Минерал	Сингония	Твердость
Оливина	Форстерит $Mg_2(SiO_4)$	Ромб.	6,5—7
	Фаялит $Fe_2(SiO_4)$	»	6—6,5
Фенакита	Фенакит $Be_2(SiO_4)$	Триг.	7,5—8
	Виллемит $Zn_2(SiO_4)$	»	5—6
Циркона	Циркон $Zr(SiO_4)$	»	7,5—8
	Торит $Th(SiO_4)$	»	4,5—5
Гранатов	Гроссуляр $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$	Куб.	6,5—7,5
	Андрадит $Ca_3Fe_2(SiO_4)_3$	»	6,5—7,5
	Меланит $Ca_3(Fe, Ti)_2(SiO_4)_3$	»	6,5—7,5
	Голдманит $Ca_3V_2(SiO_4)_3$	»	6,5—7,5
	Шёрломит $Ca_3(Fe, Ti)_2[(Si, Ti)O_4]_3$	»	6
	Уваровит $Ca_3Cr_2(SiO_4)_3$	»	7—7,5
	Пироп $Mg_3Al_2(SiO_4)_3$	»	7—7,5
	Кноррингит $Mg_3Cr_2(SiO_4)_3$	»	7—7,5
	Альмандин $Fe_3Al_2(SiO_4)_3$	»	7—7,5
	Спессартин $Mn_3Al_2(SiO_4)_3$	»	7—7,5
	Хондродит $Mg_5(SiO_4)_2F_2$	Мон.	6—6,5
	Кианита	Трикл.	4,5—6,5
Ставролита	Силлманит $Al(AlSiO_5)$	Ромб.	7
	Андалузит $AlAl(SiO_4)O$	»	6,5—7,5
	Ставролит $Al_4Fe(SiO_4)_2O_2(OH)_2$	Мон.	7—7,5
	Топаз $Al_2(SiO_4)F_2$	Ромб.	8
Титанита	Титанит $CaTi(SiO_4)O$	Мон.	5—6
Везувиана	Везувиан $Ca_{10}Al_4Mg_2(SiO_4)_5 \times$ $\times (Si_2O_7)_2(OH)_4$	Тетр.	6,5
Клиноцоизита	Клиноцоизит $Ca_2Al_3(SiO_4)(Si_2O_7) \times$ $\times O(OH)$	Мон.	6,5
	Эпидот $Ca_2(Al, Fe)_3(SiO_4)(Si_2O_7) \times$ $\times O(OH)$	»	6,5
	Алланит $(Ca, Th, Ce)_2(Al, Fe)_3 \times$ $\times (SiO_4)(Si_2O_7)O(OH)$	»	6
	Гемиморфит $Zn_4(Si_2O_7)(OH)_2 \cdot H_2O$	Ромб.	4—5
Лампрофиллита	Лампрофиллит $SrNa(Ti_{1,5}Fe_{0,5} \times$ $\times (Si_2O_7)OF_2$	Мон.	2—3

классов. Кроме перечисленных катионов большую роль, но не во всех, а в некоторых островных силикатах играют относительно крупные катионы восьмерной (и более) координации Ca^{2+} (0,106 нм), Na^+ (0,098 нм), Ce^{3+} (0,118 нм). Их координационные полиэдры несоразмерны с октаэдрами и тетраэдрами. Структура таких минералов за малым исключением (гроссуляр) менее компактна.

Характерно поведение амфотера алюминия в островных силикатах. Он всегда занимает октаэдрические позиции и играет в этих силикатах роль катиона.

Разнообразие катионов, их разноразмерность и разная степень проявления в них металлических, щелочно-металлических,

щелочно-земельных свойств приводит к усложнению кристаллических структур островных силикатов и вхождению в них дополнительных анионов F^- и $(OH)^-$. Особенно характерны такие анионы для силикатов с группами $(SiO_4)^{4-}$ и $(Si_2O_7)^{6-}$ и одновременно для минералов с резко различными катионами: Ca^{2+} и Ti^{4+} (титанит), Ca^{2+} и Al^{3+} (эпидот), K^+ , Na^+ и Ti^{4+} (лампрофиллит). Дополнительные анионы характерны также для силикатов только с группами (SiO_4) и только алюминием в качестве катиона — топаза $Al_2(SiO_4)F_4$, кианита $Al_2(SiO_4)O$ и др.

Принцип строения ортосиликатов и диортосиликатов показан выше на примере оливина $(Mg, Fe)_2(SiO_4)$ и гемиморфита $Zn_4(Si_2O_7)(OH)_2 \cdot H_2O$.

Перечень главнейших островных силикатов приведен в табл. 25.

МОРФОЛОГИЯ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Островные силикаты образуются даже в стесненных условиях роста в виде хороших кристаллов (рис. 98). Это объясняется их большой силой кристаллизации, что обусловлено компактностью анионов SiO_4 и относительной простотой структур этих силикатов, многозарядностью анионных комплексов и значительной силой связей катионов, входящих в их состав. В виде изометричных хорошо ограненных зерен (кристаллов кубической сингонии — ромбододекаэдров и тетрагонтриоктаэдров) встречаются гранаты (отсюда и их название: гранум — зерно), идеально развитые дипирамидальные и призматические кристаллы тетрагональной сингонии образует циркон, в совершенных кристаллах ромбической сингонии обычно наблюдаются топаз и ставролит. Можно привести много таких примеров высокой степени идиоморфизма (совершенства) кристаллов островных силикатов. Ну а сфен (сейчас его принято называть титанит) даже получил свое название за то, что он почти всегда встречается в виде идеально ограненных клиновидных кристаллов (от греч. сфен — клин). Из распространенных минералов, пожалуй, лишь оливин и хондродит — редки в кристаллах.

Окраска островных силикатов обычно обусловлена присутствием в их составе в качестве главных и примесных компонентов элементов — хромофоров (Fe , Mn , Ti и Cr). Атомы двух- и трехвалентного железа вызывают при разных своих соотношениях зеленые (гроссуляр, эпидот), коричневые (андрадит, ставролит, титанит) цвета. Окрашенные марганцем и железом минералы имеют малиново-красный, лилово-красный цвет (альмандин). Железо в сочетании с Ti вызывает коричнево-черную окраску минералов, таков цвет титанистого андра-

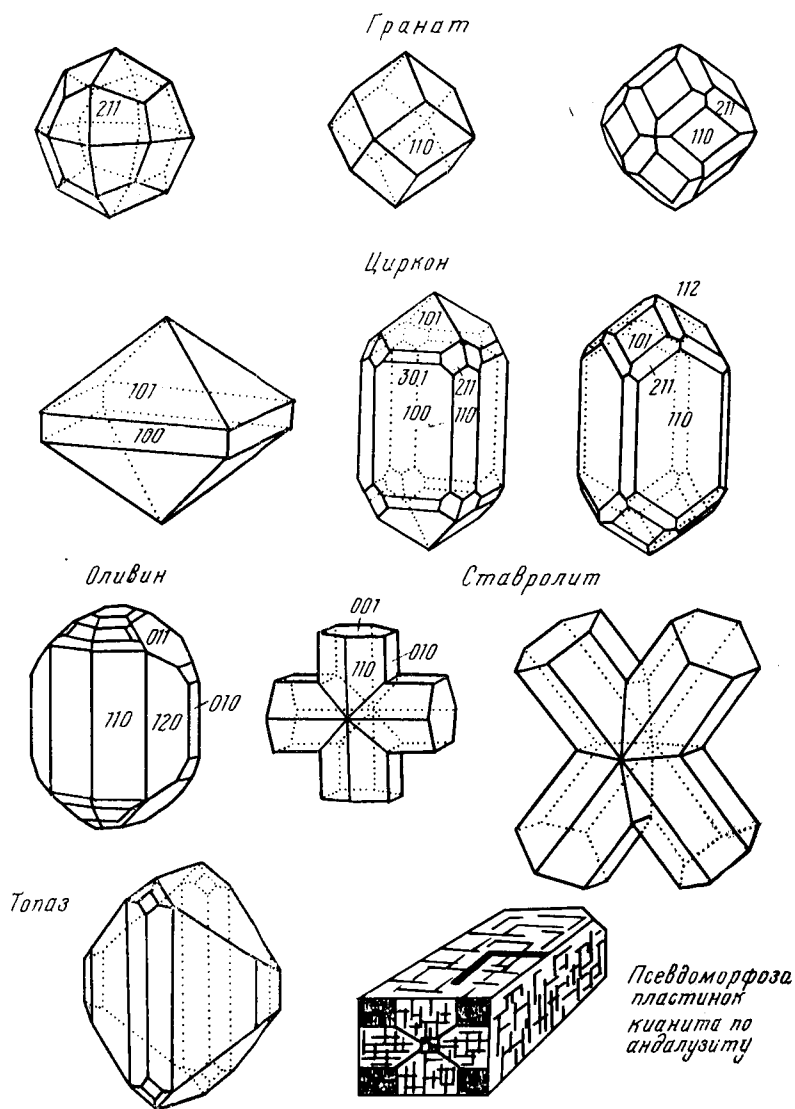


Рис. 98. Кристаллы островных силикатов

дита — шерломита. Хром обуславливает изумрудную, разной интенсивности окраску двух ювелирных гранатов — уваровита и демантоида (разновидность гроссуляра — андрадита). Он же в сочетании с Fe вызывает бордово-красную окраску драгоценных пиропов («богемских гранатов»), при особом сочета-

нии количеств Сг и Fe эти гранаты меняют цвет от зеленых при обычном свете до красно-фиолетовых при искусственном освещении. Лишь в редких случаях встречаются бесцветные, белые островные силикаты — это химически чистые гроссуляр, форстерит, топаз, каламин.

Компактность структуры и наличие в минералах небольших, но высокочarged катионов проявляются в высокой плотности и твердости (от 6 до 8) этих минералов. Из-за большой твердости эти минералы черты не дают (они процарапывают бисквитную пластинку), даже у густоокрашенных минералов она чуть заметна.

ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ

Островные силикаты — это минералы преимущественно высоких температур и давлений, т. е. минералы больших глубин. Главными типами месторождений являются магматические и метаморфические горные породы и некоторые метасоматиты. Как исключение они образуются в приповерхностных условиях.

Магматические горные породы. В ультраосновных глубинных горных породах (оливинитах и перидотитах) главным минералом является оливин, о глубинном образовании этих пород свидетельствует то, что их ксенолиты выносятся из глубоких (в том числе мантийных) очагов зарождения при вулканических извержениях и при возникновении кимберлитовых трубок взрыва. (Известны два полиморфа одного состава — оливин $(\text{Mg, Fe})_2(\text{SiO}_4)$ и «шпинель» $\text{Si}(\text{Mg, Fe})_2\text{O}_4$, возможно, что вторая структурная модификация является главной в мантии, как более плотная). В основных, средних, кислых горных породах островные силикаты играют роль акцессорных минералов — это некоторые гранаты, циркон, титанит. В гранитных пегматитах образуются совершенные кристаллы топазов. В щелочных горных породах, в тех разновидностях, которые содержат нефелин, островные силикаты являются характерными минералами. Это циркон, титанит, ринколит, ловчоррит, лампрофиллит.

Метаморфические горные породы. В них островные силикаты нередко играют главную роль. Они образуются при региональном и контактовом метаморфизме. В регионально метаморфизованных породах — гнейсах и сланцах — типичны гранаты (альмандин, пироп), ставролит, кианит, эпидот. В контактовых породах — скарнах — главными минералами являются гранаты (гроссуляр, андрадит), большую роль играют в них идокраз (везувиан) и эпидот.

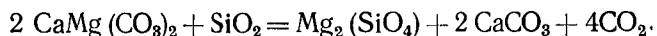
Метасоматиты. Островные силикаты встречаются только в некоторых высокотемпературных метасоматитах. Это в первую очередь альбититы и микроклиниты — участки сплошной

гидротермальной переработки гранитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов. К ним обычно приурочен то циркон, то торит, то фенакит. Другим типом метасоматитов являются грейзены, нередко они значительно обогащены топазом, иногда в некоторых разновидностях грейзенов присутствует фенакит.

Приповерхностные условия образования типичны для виллемита и каламина — минералов зоны окисления цинково-сульфидных руд.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МИНЕРАЛАХ

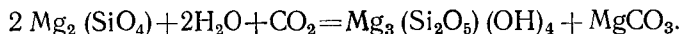
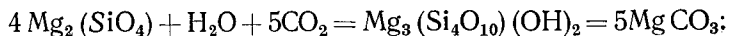
Оливины. Это группа минералов переменного состава, образующих непрерывный ряд изоморфных смесей от форстерита $Mg_2(SiO_4)$ до фаялита $Fe_2(SiO_4)$. Магнезиальный член ряда — форстерит встречается в мраморах и некоторых типах скарнов в виде белых или желтых округлых зерен и бесформенных выделений со стекляннм или жирным блеском. Его появление здесь объясняется процессами регионального метаморфизма кварцсодержащих доломитов при реакциях типа следующей:



Методами термодинамики легко рассчитать значения температур и давлений, при которых происходит превращение исходных минералов в форстерит и кальцит. Форстерит обычно ассоциирует с кальцитом, зеленым и бесцветным флогопитом, магнетитом, шпинелью (черной и розовой), хондродитом.

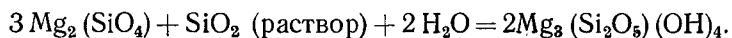
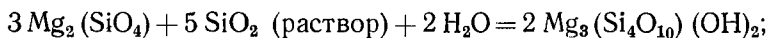
Промежуточные члены ряда — оливины — встречаются в кимберлитах, базальтах и других эффузивах в виде одиночных вкраплений зерен, плохо образованных кристаллов и зернистых масс бутылочно-зеленого, бутылочно-коричневого цвета, полупрозрачных, со стекляннм блеском. Оливины являются также главной составной частью оливинитов и перидотитов. Фаялит — единственный из оливинов встречается с кварцем. Он редок и образуется в некоторых скарнах, гранитных пегматитах, гранитах, метаморфических горных породах.

При гидротермальных процессах форстерит и магнезиальные оливины легко подвергаются гидролизу и замещаются серпентином и тальком. Схематически эти реакции описываются, например, такими уравнениями:



Предполагается, что реакции могут идти также за счет реакций с какими-либо анионными формами кремния в гидротер-

мальных растворах по схемам типа (в них запись SiO_2 чисто условна):



Оливиниты используются как огнеупорное сырье, прозрачные разновидности оливина зеленого цвета (хризолиты) добываются из кимберлитов в качестве ограночного материала (т. е. как драгоценный камень).

Узнаются с трудом. Требуется большой навык для уверенной диагностики оливинов. В базальтах они привлекают к себе внимание своей схожестью с осколками бутылочного стекла. В ультраосновных горных породах диагностирующим признаком является частое развитие по оливину более приметных минералов — талька и серпентина.

Фенакит $\text{Be}_2(\text{SiO}_4)$. Образует шестоватые, призматические белые кристаллы в гидротермальных фтор-бериллиевых рудах, где ассоциирует с полевым шпатом, берtrandитом, флюоритом. В качестве драгоценного камня встречается в пегматитах в виде крупных бесцветных прозрачных кристаллов призматического и ромбоэдрического габитуса, ассоциирует здесь с бериллом, топазом, амазонитом.

Циркон $\text{Zr}(\text{SiO}_4)$. В некоторых месторождениях встречаются разновидности циркона с различными изоморфными примесями, иногда в больших количествах; Th, Ce, Hf, Nb, Ta, Al. Многим из них даны даже свои названия, они лишние, если подходить к минералогической номенклатуре строго. Циркон кристаллизуется обычно в виде идеально развитых тетрагональных кристаллов (см. рис. 98), обладающих хорошо проявленным свойством типоморфизма: в более щелочных горных породах образуются укороченные кристаллы, в кислых — удлиненные. Блеск на гранях алмазный. Цвет коричневый разных оттенков. Твердость 7—8.

Встречается во всех магматических горных породах, но особенно часто в нефелиновых сиенитах и их пегматитах. Радиоактивные разновидности циркона присутствуют в гранитных пегматитах. Обычен в альбититах. Очень прочен, поэтому накапливается в песках. Промышленные концентрации (россыпи) характерны в песчанистых осадочных горных породах (цирконовых песках). Используется как формовочный песок в металлургическом производстве, для получения оксида циркония, для извлечения гафния. Прозрачные красноватые разновидности (гиацинты) являются драгоценным камнем.

Радиоактивные разновидности (малакон, циртолит и др.) подвергаются метамиктному распаду — распаду под действием собственного излучения. Они аморфизуются, ожелезняются,

обводняются. Увеличиваясь в объеме, метамиктные зерна циркона разбивают трещинами окружающие минералы, по ним происходит ожелезнение пород.

Легко узнается по идеальной форме кристаллов, алмазному блеску, высокой твердости.

Гранаты. Это обширная группа минералов с общей формулой $R_3^{2+}R_2^{3+}(SiO_4)_3$. Выделяют три главных подгруппы гранатов по катионам типа R^{2+} и R^{3+} : а) кальциевые — гроссуляр, андрадит, уваровит; б) алюминиевые — спессартин, альмандин, пироп, к ним же можно отнести и гроссуляр, он попадает в обе подгруппы; реально наблюдаемые составы минералов этих подгрупп указаны на рис. 64; в) титанистые — разновидности андрадита (меланит и шерломит). Особо стоит новый редкий гранат — кноррингит $Mg_3Cr_2(SiO_4)_3$, обнаруженный в кимберлитах в виде самостоятельной фазы и изоморфных примесей в пиропе. Есть и другие по составу гранаты — ванадиевые, циркониевые, гидрогранаты.

Все гранаты образуют хорошие кристаллы в виде ромбододекаэдров и тетрагонтриоктаэдров или их комбинаций. Они имеют стеклянный блеск и высокую твердость (6,5—7,5). Для наиболее распространенных гранатов их цвета и типы месторождений указаны в табл. 26.

Альмандин является абразивным материалом. Пироп, уваровит, демантоид (хромсодержащий зеленый андрадит — гроссуляр) — это драгоценные камни.

Гранаты легко узнаются по форме кристаллов, окраске, твердости. Поначалу трудно диагностировать лишь зеленые и коричневые гранаты ряда гроссуляр — андрадит в их сплошных, жирных по блеску плотных массах в скарнах и роговиках, помогает в диагностике их высокая твердость и наличие в них

Т а б л и ц а 26. Свойства и местонахождения гранатов

Минерал	Твердость	Цвет	Местонахождение
Гроссуляр	6,5—7	Белый, зеленый, светло-коричневый	Скарны
Андрадит	6,5—7	Темно-коричневый, черный	»
Уваровит	6,5—7	Изумрудно-зеленый	Хромитовые руды в оливинитах
Меланит, шерломит	6	Смоляно-черный	Нефелиновые щелочные горные породы
Альмандин	7—7,5	Красно-фиолетовый, малиновый	Сланцы, гнейсы, пегматиты
Спессартин	7—7,5	Розовый	То же
Пироп	7—7,5	Бордово-красный (иногда с плеохроизмом)	Кимберлиты, базальты, гнейсы, эклогиты

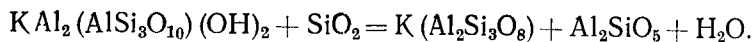
мелких хороших кристалликов граната вдоль кальцитовых жил.

Хондродит. $Mg_5(SiO_4)_2(OH)_2$. Минерал ярко-рыжего, коричнево-рыжего цвета в бесформенных зернах и вкраплениях в мраморах. Ассоциирует с форстеритом, шпинелью, доломитом, привлекая своей окраской внимание к этим часто неприметным горным породам и тем самым облегчая обнаружение шпинели, форстерита и других минералов.

Группа кианита (дистена). Сюда относятся два островных силиката разной структуры — кианит (дистен) $Al_2(SiO_4)O$ и андалузит $AlAl(SiO_4)O$ и цепочечный алюмосиликат — силлиманит $Al(AlSiO_5)$. В кианите весь алюминий располагается в кислородных октаэдрах, в андалузите половина его находится в необычном — пятерном окружении, а в силлиманите половина алюминия размещается в тетраэдрах. В этой же последовательности падает, естественно, плотность минералов, так как чем больше координационное число атома, тем плотнее он упакован в структуре минерала между анионами (кислородом). Также уменьшается величина давления, при которой эти минералы стабильны: чем больше давление, тем более компактны структуры и наоборот.

Кианит встречается в виде удлинённо-таблитчатых, досковидных кристаллов, бесцветных и голубовато-синих, с перламутровым отливом на гранях; очень характерна явная анизотропия твердости этих пластин (поперек около 7, вдоль 3,5—4), отсюда происходит и второе название минерала — дистен, т. е. двоякотвердый. Реже кианит образует в сланцах игольчатые кристаллы серого цвета (от включений графита) и их шаровидные массы радиально-лучистого строения. Андалузит встречается в брусковидных розовых, зеленых, серых кристаллах, силлиманит — в виде бесцветных иголок.

Образуются метаморфическим путем за счет преобразования при возрастании давления и температуры богатых глиноземом, например, слюдяных (мусковитовых) кристаллических сланцев по реакциям типа:



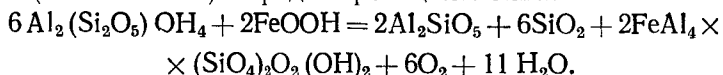
Сначала образуется силлиманит или андалузит. При еще большем увеличении давления появляется кианит (рис. 99), поэтому в кристаллических сланцах иногда встречаются параморфозы кианита по андалузиту, как свидетельство нарастания давления в ходе метаморфизма, приводящего к полиморфным превращениям веществ состава Al_2SiO_5 .

Используются для получения огнеупоров в металлургии и керамической промышленности.

Титанит (сфен) $CaTi(SiO_4)O$. Широко распространен в природе, встречается в разных горных породах в виде аксессуар-

ного минерала, т. е. такого, который составляет менее 1 % объема горной массы. Большие скопления (до 5 и даже 50 %) образует лишь в нефелиновых сиенитах и их пегматитах. Здесь он легко узнается по клиновидным (как раздутые почтовые конверты) кристаллам коричневого цвета, с сильным стекляннным (до алмазного) блеском и с грубой отдельностью. Реже здесь встречаются небольшие желтые, медово-желтые лучистые агрегаты игольчатого титанита.

Ставролит. $\text{Al}_4\text{Fe}(\text{SiO}_4)_2\text{O}_2(\text{OH})_2$. Специфический минерал кристаллических биотитовых и других сланцев. Встречается в них в виде коричневых и черных хорошо ограненных призматических кристаллов (часто это пойкилокристаллы) и их крестообразных сростков. Ассоциирует с биотитом, кианитом (или силлиманитом), кварцем, альмандином. Образуется в процессах регионального метаморфизма, вероятно, каолининовых (с лимонитом) пород по реакциям типа:



Топаз. $\text{Al}_2(\text{SiO}_4)(\text{F}, \text{OH})_2$. Сингония ромбическая. Кристаллы призматического облика с продольной (вдоль удлинения) штриховкой и совершенной поперечной спайностью по пинаконду (001). Реже встречается в шестоватых агрегатах и бесформенных выделениях. Блеск сильный стекляннный. Кристаллы прозрачные, бесцветные, голубые, винно-желтые, часто с секториально-зональным и полосчатым распределением цветов в теле кристалла (рис. 100). Неравномерность окраски вызвана обычной для кристалла причиной — разной адсорбционной способностью граней в отношении изоморфных примесей, но в кристаллах топаза она проявлена очень эффектно. Грани призмы и их пирамиды нарастания обычно голубые (окрашены двухвалентным железом), пирамиды нарастания наклонных граней (ромбической дипирамиды и др.) винно-желтые (от примеси трехвалентного железа), за гранью пинакоида тянется, рассекая весь кристалл, прозрачная бесцветная полоса: пинаконд вообще не адсорбирует атомы железа. Твердость 8.

Образуется в гранитных пегматитах (в их занорышах встречаются особо большие кристаллы топаза массой до 10 кг и более). Является главным минералом грейзенов, где присутствует либо в зернистой массе грейзена, либо в жилках и пу-

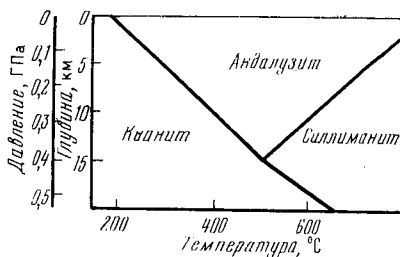


Рис. 99. Границы устойчивости минералов группы кианита

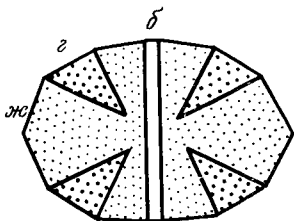


Рис. 100. Пример неравномерной окраски драгоценного топаза (ж — желтый цвет, г — голубой, б — бесцветные участки) в поперечном срезе кристалла

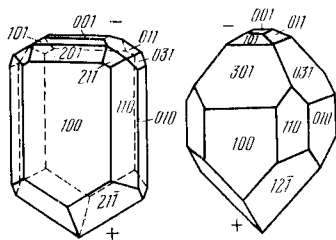
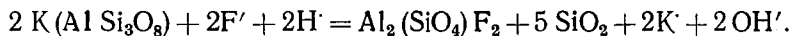


Рис. 101. Кристаллы геммофита.

Они имеют разные по морфологии окончания

стотах в форме хороших кристаллов и шестоватых агрегатов. Известны гидротермальные кварцевые гнезда с топазом в известняках. Образование топаза в кварцево-сланцевых грейзенах объясняют воздействием на полевые шпаты высокотемпературных гидротермальных растворов, обогащенных фтором. Схематически это можно изобразить таким уравнением:



Добывается как драгоценный камень.

Легко узнается по твердости, форме кристаллов, их штриховке и перпендикулярной к ней спайности. От кварца отличаются по форме кристаллов, большей плотности топаза: 3,6 против 2,6 (его так и называют — тяжеловес), направлению штриховки (у кварца она поперек удлинения кристаллов), спайности (у кварца ее нет) и более сильному блеску. От берилла отличается по спайности.

Идокраз (везувиан) $Ca_{10}Al_4Mg_2(SiO_4)_5(Si_2O_7)_2(OH)_4$. Характерный минерал скарнов. Узнается в них по тетрагонально-призматическим кристаллам и их шестоватым агрегатам коричневого, серо-коричневого, печенково-бурого цвета. Встречается в скарнах кроме того в бесформенных выделениях коричневого, зеленовато-желтого, желтого цвета, неотличимых на вид и по твердости от андрадита и гроссуляра, если в этих массах нет кристаллов (в этом случае минералы различают по их оптическим свойствам с помощью микроскопа).

Группа клиноцоизита. В нее входят три изоструктурных минерала — клиноцоизит, эпидот, алланит (ортит) с общей формулой $R_2^{2+}R_3^{3+}(SiO_4)(Si_2O_7)O(OH)$. Клиноцоизит очень редкий минерал. Эпидот является широко распространенным минералом сланцев и скарнов, где образует шестоватые, продольно иштрихованные кристаллы со стекляннм блеском и неповторимого в других минералах, очень специфического — фисташково-зеленого, шпинатно-зеленого (как зеленые щи)

цвета. Алланит (ортит) встречается в гранитах и гранитных пегматитах в виде длиннопризматических коричневых и черных кристаллов, часто метамиктно-распавшихся, в этом случае они клееподобные, аморфные, со смоляным блеском, вокруг них происходит побурение и растрескивание породы.

Гемиморфит (каламин). $Zn_4(Si_2O_7)(OH)_2 \cdot H_2O$. Входит в состав окисленных цинковых руд, как один из продуктов изменения сфалерита. Часто выделяется в пустотах и трещинах масс бурого железняка в виде нежно-белых игольчатых, уплощенно-шестоватых, волосовидных кристаллов и их параллельно-игольчатых корок.

Используется как один из компонентов цинковых руд.

Узнается с трудом, при большом навыке. Своеобразны кристаллы гемиморфита — они не одинаковые на разных концах, с одного конца остроконечные, с другого как бы срезанные поперек (рис. 101) гранью моноэдра. Отсюда происходит и название минерала: геми — половина, морф — форма, т. е. наполовину оформленный, неоднородный на разных концах.

Астрофиллит $K_3(Fe, Mn)_7Ti_2(Si_4O_{12})_2(O, OH, F)_7$ и **лампрофиллит** $SrNa(Ti, Fe)(Si_2O_7)OF_2$. Это два разных внешне неотличимых минерала, встречающиеся в щелочных пегматитах. Образуют одиночные удлиненно-пластинчатые кристаллы и их радиально-лучистые сростки. Характерны бронзовый цвет, металловидный блеск и слюдоподобная спайность.

Контрольные вопросы

1. Каковы главные кристаллохимические особенности силикатов с одиночными и двоечными кремнекислородными тетраэдрами в их структуре?
2. Каковы минералы группы кианита, условия их существования и фазовые переходы друг в друга?
3. Какой минерал из группы клиноцоизита бывает метамиктным и что это такое?
4. Каковы формы кристаллов наиболее распространенных островных силикатов, чем обусловлено совершенство этих кристаллов?
5. Каково поисковое значение гранатов, каковы их характерные минеральные ассоциации и месторождения?
6. В каких месторождениях образуется форстерит, а в каких оливин?
7. Какой смысл кроется за названием минерала «гемиморфит»?

Глава 14

КОЛЬЦЕВЫЕ СИЛИКАТЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Подкласс кольцевых силикатов объединяет сравнительно небольшое число редких в природе минералов. Среди них только два минерала — турмалин и берилл играют в некоторых

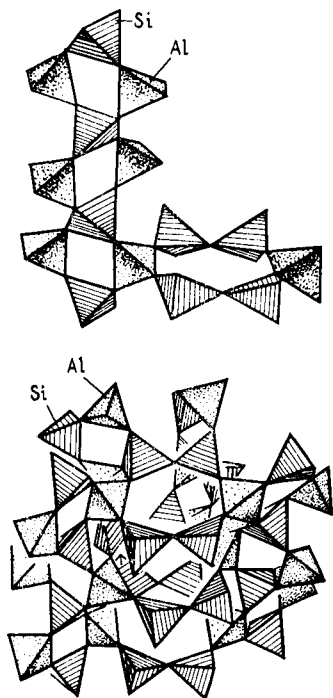


Рис. 102. Структура кордиерита. Состоит из колец двух типов, которые соединяясь образуют подобие каркаса кремнекислородных тетраэдров

случаях роль второстепенных и даже главных минералов ряда минеральных месторождений.

Главными структурными элементами кольцевых силикатов являются одноярусные или двухъярусные тройные, четверные, шестерные, девятерные кольца тетраэдров. Турмалин и берилл характеризуются шестерными одноярусными кольцами, но разной конфигурации. В турмалине все тетраэдры в кольце лежат своими основаниями в одной плоскости, вершины обращены в одну сторону, сечение кольца не просто шестиугольное, а дитригональное (см. рис. 94). В структуре минерала кольца ориентированы одинаково — вершинами тетраэдров вверх, структура получается резко асимметричной по строению и свойствам, а кристалл турмалина имеет дитригональное сечение и неодинаковые концы. Они растут с неодинаковой скоростью, по-разному адсорбируют вещество, в том числе пигментирующие изоморфные примеси и потому

разные концы кристалла нередко различны по цвету, из-за асимметрии структуры в турмалине хорошо проявлен пирозлектрический эффект. В бериллах кольцо гексагональное с горизонтальной плоскостью симметрии (см. рис. 94), оба конца кристаллов берилла одинаковые по огранке и своим свойствам; в эвдиалитах сочетаются кольца двух типов — трехчленные (Si_3O_9) и девятерные (Si_9O_{27}). Значительно более сложна структура кордиерита, в ней есть шестерные кольца (Si_6O_{18})⁶⁻ и четверные кольца (Si_4O_6)⁴⁻, соединяющиеся друг с другом через общие тетраэдры (рис. 102) в единый каркас.

Кольца в структуре минералов скрепляются катионами, внутри колец нередко располагаются дополнительные анионы (OH)⁻ или молекулярная вода. В целом структуры кольцевых силикатов сложные и неплотные, отсюда у них плотность небольшая (2,5—3,5), твердость невысокая (обычно менее 5); исключения по твердости составляют — берилл и турмалин из-за вхождения в них особо маленьких катионов бериллия

(радиус 0,034 нм) и бора (около 0,02 нм) с характерными для них сильными химическими связями. Сингония минералов определяется геометрией их колец. Преобладают тригональные и гексагональные минералы. Кордиерит — ромбический, псевдогексагональный минерал.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МИНЕРАЛАХ

Группа турмалина. Она объединяет несколько минеральных видов с общей формулой $X_1Y_3Z_6(Si_6O_{18})(BO_3)_3(OH)_4$, где $X = Ca, Na$; $Y = Mg, Li, Al, Fe^{2+}, Mn$ и $Z = Al, Fe^{3+}, Cr$. Наиболее распространены шерл и рубеллит (эльбаит).

Главные блоки структуры турмалинов — это шестерные кольца кремнекислородных тетраэдров и анионные группировки $(BO_3)^{3-}$ (рис. 103), типичные для самостоятельных минералов бора, в этом отношении турмалины можно называть борато-силикатами или силикато-боратами аналогично силикофосфатам в классе островных силикатов (табл. 27). Сингония турмалина тригональная. Кристаллы дитригонально-призматические, шестоватые, с грубой штриховкой по удлинению, с характерным поперечным сечением в виде сферического треугольника. По концам они огранены с одной стороны гранями пирамид, с другой — гранью моноэдра и пирамид (рис. 104). Часты радиально-лучистые агрегаты («турмалиновые солнца»). Цвет черный (за счет железа) у шерла, розовый (за счет изоморфных примесей марганца) у рубеллита (эльбаита), синий, зеленый, коричневый, белый у других по составу минеральных видов и разновидностей турмалина. Очень характерны многоцветные (полихромные) кристаллы и кристаллы с зональным распределением окраски. Блеск сильный стеклянный на гранях, жирный в изломе. Твердость 7,5. Спайности нет. Хрупок, характерны поперечные трещины, нередко залеченные кварцем.

Т а б л и ц а 27. Главнейшие минералы — кольцевые силикаты

Группа	Минерал	Сингония	Твердость
Турмалина	Шерл $NaFe_3Al_6(Si_6O_{18})(BO_3)_3(OH)_4$ Рубеллит $Na(Li_{1,5}Al_{1,5})Al_6$ (эльбаит) $\times$ $\times (Si_6O_{18})(BO_3)(OH)_4$	Триг. »	7—7,5 7—7,5
Берилла	Берилл $Be_3Al_2(Si_6O_{18})$ Диоптаз $Cu_6(Si_6O_{18}) \cdot 6H_2O$ (и хризоколла $CuO \cdot SiO_2 \cdot nH_2O$)	Гекс. Триг. Гель.	7,5—8 5 2—3
Эвдиалита	Эвдиалит $Na_{12}Ca_6(Fe, Mn)_3Zr_3 \cdot (Si_3O_9)_2 \times$ $\times (Si_9O_{24}OH_3)_2$	Триг.	5—5,5
Кордиерита	Кордиерит $(Mg, Fe)_2Al_3(AlSi_5O_{18})$	Ромб.	7—7,5

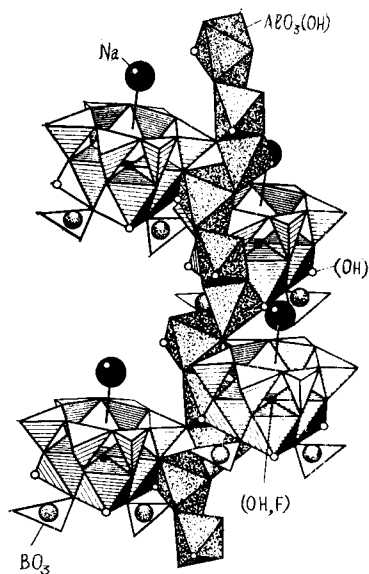
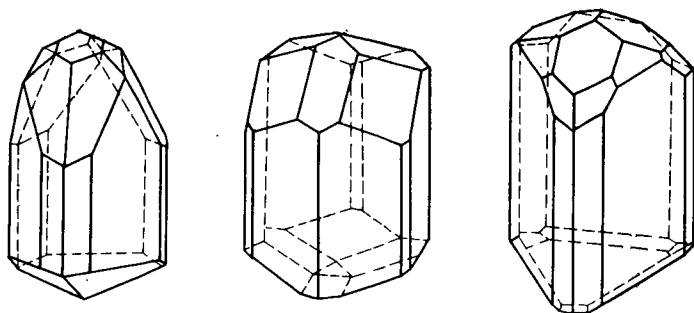


Рис. 103. Структура турмалина

Рис. 104. Формы кристаллов турмалина.

Характерна неравнозначность верхнего и нижнего окончаний кристаллов, связанная с асимметричностью структуры минерала

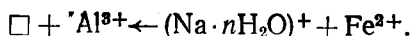
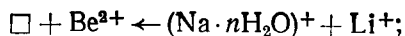


Турмалины встречаются в гранитах, гранитных пегматитах, грейзенах, высокотемпературных гидротермальных касситерито-кварцевых жилах, в сланцах и гнейсах. Везде обычен черный железистый турмалин, но в гранитных пегматитах сподуменового типа и грейзенах кроме него встречается розовый литиевый турмалин и многоцветные (полихромные) кристаллы турмалина.

Легко узнается по форме кристаллов, их поперечному разрезу (дигригоны и сферические треугольники), твердости, отсутствию черты.

Группа берилла. $\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})$. Сингония гексагональная. Кристаллическая структура сложена кольцами (рис. 105), сое-

диняемыми атомами бериллия (координационное число 4) и алюминия (координационное число 6). Кольца располагаются друг под другом, так что образуются длинные каналы диаметром до 0,25 нм, проходящие вдоль кристалла. В этих каналах могут размещаться дополнительные (как бы сверх идеальной формулы) катионы щелочных металлов и молекулы воды. Осуществляется многоатомный гетеровалентный изоморфизм с образованием твердых растворов внедрения по схемам:



Так образуются щелочные бериллы с общей формулой $(\text{Cs}, \text{Na})_{x+y}(\text{Be}_{2-x}\text{Li}_x)_3(\text{Al}_{3-y}\text{Fe}_y)_2(\text{Si}_6\text{O}_{18}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

В бериллах алюминий кроме того может замещаться в ограниченных количествах марганцем, трехвалентными железом и хромом, а бериллий и кремний — микроколичествами железа. Цвет разнообразный: голубой (примесь железа в позициях бериллия) у аквамаринов; зеленый у обычных бериллов (за счет железа в позициях алюминия); водянисто-белый, молочный у щелочных безжелезистых бериллов; ярко-изумрудно-зеленый (примесь хрома) у изумрудов; розовый (за счет марганца) у воробьевита и морганита; желтый (за счет железа в пози-

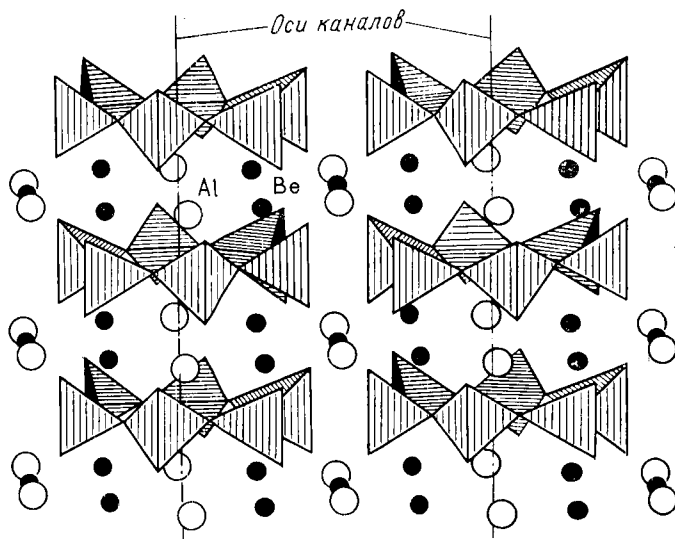


Рис. 105. Структура берилла

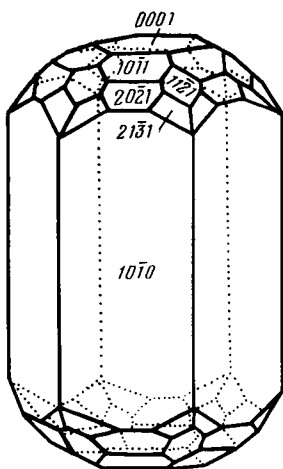


Рис. 106. Форма кристаллов берилла



Рис. 107. Сложные фигуры роста на кристаллах берилла из гранитных пегматитов

циях кремния) у гелиодоров. Блеск всегда стеклянный на гранях, в изломе жирный.

Форма кристаллов берилла гексагонально-призматическая (рис. 106). Обычна штриховка по их удлинению. Твердость 7—8.

У берилла хорошо проявлено свойство, называемое в минералогии типохимизмом, это означает зависимость химического состава минерала от условий его образования. Железистые бериллы (зеленые, голубые) образуются в гранитных пегматитах, альбититах, замещающих гранит, в грейзенах, высокотемпературных гидротермальных месторождениях олово-молибдено-вольфрамовой формации. Щелочные бериллы (бесцветные, молочно-белые) обычны в гранитных пегматитах натриево-литиевого типа. Хромовые бериллы (изумруды) встречаются в двух специфических типах месторождений — в бериллофлюорито-слюдистых метасоматитах по ультраосновным породам и в кварцево-альбитовых с карбонатами редких земель

жилах среди битуминозных известняков. Берилл и его разновидности используются для извлечения бериллия и как драгоценный камень.

Легко узнается по форме кристаллов (рис. 107), зеленому, голубовато-зеленому цвету. Щелочные молочно-белые бериллы без навыка мало заметны, их легко спутать поначалу с кварцем.

Кордиерит $(\text{Mg, Fe})_2\text{Al}_3(\text{AlSi}_5\text{O}_{18}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Трудно диагностируемый минерал, встречается в виде округлых мельчайших (2—3 мм) зерен в метаморфических горных породах — кристаллических сланцах, гнейсах, роговиках. Характерен чернильно-синий цвет и полупрозрачность. Твердость 7—7,5. По цвету легко узнается в крупных кристаллах, в них иногда заметен даже трихроизм.

Хризokolла $\text{CuO} \cdot \text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Твердый гель, по составу близкий к диоптазу. Образует стекловатые на вид потеки зеленовато-голубого цвета в окисленных медных рудах.

Эвдиалит. Сложный кольцевой силикат циркония, железа, марганца с тройными и девятерными кольцами. Сингония тригональная. Кристаллы толстотаблитчатые, чаще изометричные зерна, вкрапленные в другие минералы. Цвет малиново-красный (за счет марганца), коричневый (при преобладании железа). Блеск стеклянный, жирный. Твердость 5,5.

Образуется в нефелиновых сиенитах и их пегматитах. При больших скоплениях является рудой (пока потенциальной) на цирконий.

Легко узнается по малиновому цвету, ассоциации с нефелином, минералами группы ринколита. От алмадина отличается меньшей твердостью и тем, что ассоциирует не с кварцем, как алмадин, а с нефелином.

Контрольные вопросы

1. Каковы главные типы колец кремнекислородных тетраэдров?
2. Как тип кольца и особенности структуры сказываются на облике кристаллов берилла и турмалина?
3. Какова позиция лития и какова позиция других щелочей в структуре берилла?
4. В чем заключается типохимизм берилла?
5. Каковы главные особенности изоморфизма и химического состава турмалина?

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

К подклассу цепочечных силикатов и к подклассу ленточных силикатов относятся в первую очередь главные породообразующие минералы — пироксены (диопсид, геденбергит, эгирин и другие) и амфиболы (актинолит, роговая обманка и др.), а также некоторые другие менее распространенные минералы. Имеется много черт подобия пироксенов и амфиболов по структуре и составу, по морфологии их кристаллов и физическим свойствам, но есть и существенные различия, опять же вытекающие из деталей их структуры и состава. Поэтому удобно изложить материал о пироксенах и амфиболах в сравнении. Особняком при этом станут лишь два минерала из класса цепочечных силикатов — волластонит и родонит; у них аналогов в подклассе ленточных силикатов нет.

ВОЛЛАСТОНИТ И РОДОНИТ

Эти минералы относятся к подклассу цепочечных силикатов и характеризуются каждый своим типом цепочки (см. рис. 95), отличным от пироксеновой. У волластонитовой цепочки период повторяемости 3 и формула анионного радикала $(\text{Si}_3\text{O}_9)^{6-}$, у родонита $(\text{Si}_5\text{O}_{15})^{10-}$. Цепочки компануются в структуре минералов параллельно друг другу и соединяются атомами двухвалентных элементов — Ca, Mn.

Волластонит $\text{Ca}_3(\text{Si}_3\text{O}_9)$. Встречается в виде белых уплощенных и игольчатых кристаллов и их радиально-лучистых сростков в мраморах и скарнах. Блеск стеклянный, иногда шелковистый. Твердость 5—5,5.

Используется при изготовлении высокосортных цемента.

Родонит $\text{CaMn}_4(\text{Si}_5\text{O}_{15})$. Встречается в тонкозернистых сплошных массах красивого розового цвета с черными потеками пиролюзита MnO_2 в трещинах этих масс. Твердость 6—6,5. Образуется при метаморфизме осадочных месторождений марганца и в скарнах. Как главный компонент входит в ценный поделочный камень, называемый орлецом. Это смесь родонита, других силикатов и карбонатов марганца и пиролюзита.

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРОКСЕНОВ И АМФИБОЛОВ

Пироксены и амфиболы имеют сходный довольно простой химический состав. Чаще всего это силикаты магния либо двойные соли магния и кальция, во многих минералах кроме них

обязательно присутствует натрий. Итак, магний, кальций и натрий в разных сочетаниях. В качестве постоянной изоморфной примеси в позициях магния размещается железо, иногда полностью вытесняя магний. В некоторых случаях, обычно в ассоциации с натрием в пироксены и амфиболы входит алюминий, занимая или позиции магния, или внедряясь в радикал в позиции кремния. Наконец, есть редкие литиевые пироксены и амфиболы.

Главным различием состава пироксенов и амфиболов является обязательное вхождение в последние конституционной воды в форме дополнительных анионов $(\text{OH})^-$.

В структуре пироксенов имеются одинарные цепочки $(\text{Si}_2\text{O}_6)^{4-}$, в амфиболах — ленты $(\text{Si}_4\text{O}_{11})^{6-}$ с группами $(\text{OH})^-$ в центре каждого кольца этой ленты (см. рис. 96). Цепочки и ленты ориентированы параллельно друг другу вдоль вытянутости кристаллов, но группируются попарно (рис. 108). В каждой паре они соединяются через вершины тетраэдров катионами Mg^{2+} , каждая пара соединяется с соседней ионами Ca^{2+} . При разных сдвигах относительно друг друга цепочек и лент получаются ромбические и моноклинные пироксены и амфиболы. Обращает на себя внимание неоднородность строения решетки и наличие особо больших «полостей» между парами лент в амфиболах. Это вакантные для натрия позиции, здесь он помещается в структуре так называемых щелочных амфиболов.

Наиболее просты химические формулы четырех следующих минералов:

Пироксены

Энстатит $\text{Mg}_2(\text{Si}_2\text{O}_6)$ (1)

(клиноэнстатит)

Диопсид $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ (3)

Амфиболы

Антофиллит $\text{Mg}_7(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$ (2)

(куммингтонит)

Тремолит $\text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$ (4)

Зная эти формулы наизусть, можно вывести из них все гипотетические и реальные составы пироксенов и амфиболов. Так, используя простую схему изовалентного изоморфизма $\text{Mg}^{2+} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}$, получаем формулы:

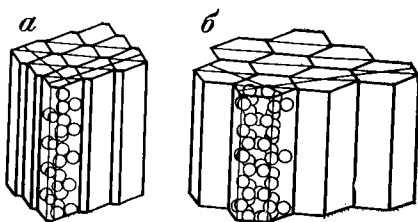


Рис. 108. Принцип расположения цепочек и лент в кристаллах пироксенов (а) и амфиболов (б)

Пироксены

Ферросилит $\text{Fe}_2(\text{Si}_2\text{O}_6)$ (из 1)
Геденбергит $\text{Ca Fe}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ (из 3)

Амфиболы

Нет
Ферроактинолит $\text{Ca}_2\text{Fe}_5(\text{Si}_8\text{O}_{22}) (\text{OH})_2$
(из 4)

При частичной замене магния на алюминий по схеме $\text{Mg}^{2+} + \text{Si}^{4+} \leftarrow \text{Al}^{3+} + \text{Al}^{3+}$ получаем формулы алюмосиликатов:

Пироксены

Нет
Гипотетический $\text{CaAl}(\text{AlSiO}_6)$ (из 3)

Амфиболы

Жедрит $\text{Mg}_6\text{Al}(\text{AlSi}_7\text{O}_{22})(\text{OH})_2$ (из 2)
Чермакит $\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)(\text{OH})_2$
(из 4)

Вхождение натрия осуществляется по разным схемам. В первых, он может занимать вакантные позиции в амфиболах (в пироксенах их нет) по схеме $\square + \text{Si}^{4+} \leftarrow \text{Na}^+ + \text{Al}^{3+}$. В итоге имеем:

Пироксены

Нет

Амфиболы

Эденит $\text{NaCa}_2\text{Mg}_5(\text{AlSi}_7\text{O}_{22})(\text{OH})_2$ (из 4)

Если теперь в эдените произвести замену $\text{Mg} + \text{Si} \leftarrow \text{Al} + \text{Al}$, получим гастингсит $\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Al}(\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22})(\text{OH})_2$.

Во-вторых, натрий может полностью занять позиции кальция по схемам $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} \leftarrow \text{Na}^+ + \text{Al}^{3+}$ или $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} \leftarrow \text{Na}^+ + \text{Fe}^{3+}$. Получаем:

Пироксены

Жадеит $\text{NaAl}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ (из 1)
Эгирин $\text{NaFe}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ (из 2)

Амфиболы

Глаукофан $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$
(из 2)
Магнезиорибекит $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Fe}_2^{3+}(\text{Si}_8\text{O}_{22}) \times (\text{OH})_2$ (из 4)
Рибекит $\text{Na}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$
(из 4)

Наконец, натрий может занять в амфиболах и вакантные места и позиции кальция по схеме $\square + \text{Ca}_2^{4+} + \text{Mg}^{2+} \leftarrow \text{Na}^+ + \text{Na}_2^{2+} + \text{Al}^{3+}$. Так получаем формулу эккерманита из формулы антофиллита и формулу арфведсонита из тремолита (но в нем весь магний замещен железом):

Пироксены

Нет

Амфиболы

Эккерманит $\text{Na}_3\text{Mg}_4\text{Al}(\text{Si}_6\text{O}_{22})(\text{OH})_2$
(из 2)
Арфведсонит $\text{Na}_3\text{Fe}_4^{2+}\text{Fe}^{3+}(\text{Si}_6\text{O}_{22}) \times (\text{OH})_2$ (из 4)

Совсем отличную от натрия структурную позицию занимает в пироксенах и амфиболах литий. По размеру радиуса (0,078 нм, по В. Гольдшмидту) Li^+ соизмерим с Mg^{2+} и легко заменяет его в силикатах по схеме типа $\text{Mg}^{2+} + \text{Mg}^{2+} \leftarrow \text{Li}^+ + \text{Al}^{3+}$. Отсюда, формулы и структуры литиевых пироксенов и

амфиболов выводятся из формул чисто магнезиальных минералов — клиноэнстатита и антофиллита. В итоге имеем:

Пироксены

Сподумен $\text{LiAl}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ (из 1)

Амфиболы

Холмквистит $\text{Li}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$
(из 2)

Но и эти схемы не являются исчерпывающими (в них не учтена, например, возможность вхождения ванадия, хрома, титана, марганца, замены групп OH^- на F^- и O^{2-} и т. д.). Все же важно понять их смысл, тогда легче объяснить сложность реального состава этих минералов и запомнить их формулы. Становится очевидной возможность наличия среди амфиболов и пироксенов большого числа минеральных видов и бесчисленного количества их разновидностей. К сожалению, здесь очень много сорных, мало оправданных названий для минералов случайных и промежуточных составов. Мы перечисляем в табл. 28 только наиболее устоявшиеся и общепризнанные названия для главнейших среди пироксенов и амфиболов минеральных видов, но вынуждены также дать и некоторые традиционные объединенные названия — авгиты, роговые обманки, щелочные амфиболы.

Авгиты — это диопсиды-геденбергиты с изоморфной примесью эгирина и гипотетических алюминиевых компонентов типа $\text{CaAl}(\text{AlSiO}_6)$, $\text{CaTi}(\text{Al}_2\text{O}_6)$. *Роговые обманки* — объединенное название для сильно железистых амфиболов с умеренным количеством натрия (или без него) и с алюминием в позициях кремния. К ним относятся минералы типа чермакита, эденита, гастингсита и др. *Щелочные амфиболы* — объединенное название для амфиболов с двумя-тремя атомами натрия в их формуле, без алюминия в составе радикала, но с большим количеством алюминия (и железа) в позициях магния. Это глаукофан, рибекит, магнезиорибекит, эккерманит, арфведсонит и др.

МОРФОЛОГИЯ КРИСТАЛЛОВ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПИРОКСЕНОВ И АМФИБОЛОВ

Морфологически кристаллы пироксенов и амфиболов подобны друг другу. Они вытянуты вдоль цепочек и лент, соответственно, у амфиболов они более шестоватые и уплощенные. В идеале на кристаллах развиты одни и те же простые формы: ромбическая призма (m на рис. 109) и три пинакоида (a , b , c). У ромбических минералов верхний пинакоид горизонтален, формула симметрии кристалла $3L_2\bar{3}PC$, у моноклинных минералов этот пинакоид наклонен к наблюдателю, симметричность кристалла снижается до набора L_2PC . Угол между гранями призмы m у пироксенов составляет около 90° , у амфиболов — около 120° .

Т а б л и ц а 28. Главнейшие пироксены и амфиболы

Состав		Пироксены		Амфиболы	
		ромбические	моноклинные	ромбические	моноклинные
Силикаты	магниевые	Энстатит $\text{Mg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$	Клиноэнстатит $\text{Mg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$	Антофиллит $\text{Mg}_7(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$	Куммингтонит $\text{Mg}_7(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$
	литиевые	—	Сподумен $\text{LiAl}(\text{Si}_2\text{O}_6)$	Холмквистит $\text{Li}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$	Клинохолмквистит $\text{Li}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$
	кальциевые	—	Диопсид $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$	—	Тремолит $\text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$
	натриевые	—	Геденбергит $\text{CaFe}(\text{Si}_2\text{O}_6)$	—	Ферроактинолит $\text{Ca}_2\text{Fe}_6(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$
Алюмосиликаты			Жадеит $\text{NaAl}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ Эгирин $\text{NaFe}(\text{Si}_2\text{O}_6)$	—	Щелочные амфиболы
		—	—	—	Жедрит $\text{Mg}_6(\text{Al}, \text{Fe})(\text{AlSi}_7\text{O}_{22}) \times \text{X}(\text{OH})_2$ Обыкновенные роговые обманки

Характеристики	Пироксены	Амфиболы
Форма одиночных кристаллов	<i>Авгит</i> <i>Диопсид</i> 	
Схема структуры (вид сверху)	$\triangle$ $\triangle$ SiO_4 $\bullet$ Mg $\circ$ Ca $+$ вакантные позиции Na $\odot$ OH	
Агрегаты	Зернистые (у эгирина шестоватые, радиально-лучистые)	Шестоватые, волокнистые радиально-лучистые
Цвет	Бело-серый, зеленый, черный	Бело-серый, зеленый, черный, голубой
Блеск	Слабый стеклянный, жирный	Сильный стеклянный
Спайность	Плохо заметна (у сподумена совершенная)	Отчетливо проявлена, совершенная
Угол спайности		
Твердость	5,5-6 (у сподумена 7)	5,5-6
Черта		Зеленая (у черных амфиболов)

Рис. 109. Сравнительная характеристика пироксенов и амфиболов

Для Са- и Mg-пироксенов (диопсид, энстатит и др.) характерны зернистые агрегаты и агрегаты короткопризматических кристаллов, железистые (эгирина, геденбергит) образуют шестоватые, игольчатые кристаллы, радиально-лучистые агрегаты. Для всех амфиболов как раз характерны именно такие выделения — шестоватые, игольчатые кристаллы, их беспорядочные скопления, звездчатые, веерообразные сростки.

Физические свойства пироксенов и амфиболов очень сходны (рис. 109). Цвет минералов обычно определяется содержанием в них железа и меняется от белого (сподумен, антофиллит, тре-

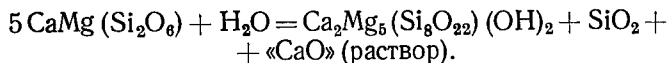
молит) через зеленый (диопсид, актинолит, эгирин) до зелено-черного (геденбергит, роговые обманки, щелочные амфиболы). Как исключение у редких хромсодержащих разновидностей минералов он яркий изумрудно-зеленый (таков, например, цвет хром-диопсида). Иногда у сподумена с примесью марганца цвет розоватый, очень светлый. Среди щелочных амфиболов есть минералы сине-голубого цвета (рибекит, крокидолит).

Блеск у амфиболов и пироксенов стеклянный, но у амфиболов он значительно сильнее, особенно у богатых железом роговых обманок и щелочных амфиболов. Ромбические пироксены выделяются по блеску — он у них имеет металловидный или перламутровый отлив.

Спайность у тех и других по призме, но у пироксенов под углом около 90° , у амфиболов около 120° . У пироксенов она хуже и практически мало заметна (за исключением сподумена), у амфиболов проявлена хорошо, у них четко заметны сколы под 120 и 60° .

ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ПИРОКСЕНОВ И АМФИБОЛОВ

Пироксены и амфиболы встречаются в сходных типах минеральных месторождений, чаще всего это магматические горные породы, скарны, гнейсы и кристаллические сланцы. Во всех случаях, когда оба минерала встречаются совместно, первый является высокотемпературным и образуется при большем давлении, чем амфибол. Пироксены чаще кристаллизуются в магматических условиях, а амфиболы (но не всегда) — в гидротермальных; первые более глубинные минералы, вторые — минералы средних глубин. Очень типично замещение пироксенов амфиболами в результате падения температуры, давления и возрастания химической активности H_2O в среде минералообразования. Возможно, происходят реакции типа:



Методами термодинамики нетрудно рассчитать граничные значения температур и давлений, разделяющих условия существования диопсида и тремолита.

На примере пироксенов и амфиболов хорошо проиллюстрировать явление типохимизма — отражение в химическом составе минерала условий его образования. Особенно ярко это проявилось в составе пироксенов ряда диопсид — геденбергит и роговых обманок, отдельные химические разновидности которых столь типичны по своей приуроченности к определенным горным породам, облику кристаллов и их свойствам, что даже получили в прошлом свои собственные названия. Среди диопси-

дов — геденбергитов — это авгит, эгирин-авгит, омфацит, диалаг. Хотя эти названия в общем-то не обязательны, так как не отвечают рациональным основам минералогической терминологии, они прочно заняли свое место в литературе. Среди роговых обманок назовем керсутит и базальтическую роговую обманку.

В ультраосновных и основных глубинных горных породах пироксены представлены магниевыми (с железом) силикатами ромбической и моноклинной сингонии. Это энстатит (и его более железистые разновидности — гиперстен, бронзит) и диопсид-геденбергит (с изоморфной примесью того или иного количества натровых и алюминиевых компонентов). Типичным минералом мантийных ультраосновных горных пород (эклогитов, гроспидитов) является омфацит. Это диопсид, обогащенный изоморфной примесью жадеита.

В средних и кислых глубинных горных породах встречаются диопсид (с изоморфной примесью геденбергита и эгирина) и обыкновенная роговая обманка.

В щелочных глубинных горных породах (сиенитах и нефелиновых сиенитах) пироксены представлены своими щелочными разновидностями — эгирин-диопсидом, диопсид-геденбергит-эгирином (его называют эгирин-авгитом) и эгирином, амфиболы здесь также щелочные — арфведсонит и др. Эти же щелочные пироксены и амфиболы образуются и в окружающих щелочные массивы песчаниках, гнейсах и других горных породах в ходе их приконтактной гидротермальной альбитизации и микроклинизации.

В эффузивных породах типа базальтов пироксены вкрапленников чаще всего представлены диопсид-геденбергитом с примесью натрия, алюминия, титана (их называют авгитами и титан-авгитами), амфиболы — роговой обманкой. Здесь роговая обманка часто бывает обогащенной титаном, такие обманки называются керсутитами; нередко роговые обманки в базальтах характеризуются высоким значением соотношения Fe^{3+}/Fe^{2+} , их называют базальтическими роговыми обманками.

В гранитных пегматитах, в их натриево-литиевом типе постоянно в качестве главного минерала присутствует сподумен, а в окружающих их гнейсах за счет выноса лития растворами из пегматитов образуется холмквистит. В гранитных пегматитах других типов пироксены и амфиболы крайне редки.

В щелочных пегматитах встречаются эгирин, арфведсонит и другие щелочные амфиболы. Они играют здесь роль постоянных второстепенных минералов.

В скарнах пироксены (диопсид, геденбергит, диопсид-геденбергит) являются обязательными главными минералами. Они образуются в самую раннюю стадию формирования скарнов, а в поздние стадии процесса нередко интенсивно замещаются роговой обманкой, актинолитом и тремолитом. Очень харак-

терны в некоторых скарнах крупные светло-зеленые кристаллы слабо железистого диопсида с хорошо развитой отдельностью, декорируемой тончайшими вростками магнетита — такой диопсид называют диаллагом.

В процессах регионального метаморфизма осадочных, вулканогенно-осадочных, магматических горных пород пироксены и амфиболы образуются схематично в такой последовательности: актинолит (или тремолит) — роговая обманка — диопсид — гиперстен. Этот ряд отвечает возрастанию интенсивности преобразования исходного материала, увеличению температуры и давления, при которых протекали процессы регионального метаморфизма, но характеризует только явления преобразования пород, изначально обогащенных магнием и кальцием. Продуктами сильного метаморфизма богатых щелочами пород являются щелочные пироксены и амфиболы. Чаще всего это глаукофан и жадеит.

Образуясь при больших и умеренных температурах и давлениях, пироксены и амфиболы легко изменяются при их понижении и под воздействием гидротермальных растворов, они замещаются при этом слюдами, хлоритом, иногда серпентином и тальком (чаще всего им замещается магнезиальный ромбический пироксен энстатит). При поверхностном выветривании по ним развиваются глинистые минералы и гидроксиды железа.

Практическое значение из всех месторождений пироксенов и амфиболов имеют лишь некоторые метаморфические породы, как источник добычи жада, и измененные, сильно метаморфизованные ультраосновные горные породы для добычи нефрита. *Жад* представляет собой плотный спутанно-волокнистый агрегат жадеита, *нефрит* сложен переплетающимися иголочками актинолита; это ценные поделочные камни, особо любимые в Бирме и КНР. Рудой на литий является сподумен. Большую ценность имеют магнезиорибекитовый и рибекитовый асбест, получивший за свой цвет название голубой (синий) асбест. Он образуется в тончайших жилочках (2—3 мм) в мергелях, возможно, в процессе их эпигенетических преобразований. При разработке мергель дробится и продувается через сита, на которых асбест оседает в виде ваты. Ее собирают, очищают и используют в качестве кислото- и огнеупорного фильтра при химической очистке растворов некоторых веществ. В цементной и огнеупорной промышленности используются куммингтонитовые и антофиллитовые породы.

Контрольные вопросы

1. Каковы главные типы цепочечных и ленточных группировок кремнекислородных тетраэдров в структурах силикатов?
2. Какое место занимают волластонит, родонит и пироксены в классификации цепочечных силикатов?

3. Каковы структура, состав и облик кристаллов диопсида?
4. Каковы структура, состав и облик кристаллов тремолита?
5. Что такое авгиты, как их формулы выводятся из формулы диопсида?
6. Что такое роговые обманки, как вывести их формулы из формулы тремолита?
7. Что такое щелочные амфиболы, как вывести их формулы из формулы тремолита?
8. Каковы главные особенности образования пироксенов и амфиболов?

Глава 16

СЛОИСТЫЕ (ЛИСТОВЫЕ) СИЛИКАТЫ И АЛЮМОСИЛИКАТЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

К подклассу слоистых (листовых) силикатов и алюмосиликатов относятся хорошо известные всем вещества — тальк, слюды, глинистые минералы и др. Многие из них являются порообразующими минералами. Так, слюды как неперенный компонент входят в граниты и их пегматиты, в некоторые сланцы и гнейсы, в грейзены. Глинистые минералы являются основными частями кор выветривания гранитов, габбро, эффузивов и входят в осадочные горные породы — глины, мергели и др. Ряд минералов из класса слоистых силикатов и алюмосиликатов широко используется в промышленности — это слюды диэлектрики — мусковит и флогопит, серпентиновый огнеупорный асбест, природный смазочный материал тальк, тальковый и пиррофиллитовый сланцы как сырье для изготовления футеровки доменных печей. Издавна глины используются как строительный материал и адсорбенты (очистители в разных технических и химических производствах). Глинистые минералы никеля, добываются как руда на этот металл.

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Во всех силикатах и алюмосиликатах с листовыми радикалами имеется конституционная вода, входящая в структуру минералов в виде гидроксильных групп (ОН)-. Главные постоянно присутствующие в них катионы — либо магний, либо алюминий. Но эти особенности являются лишь исходными для объяснения всего многообразия химического состава минералов и их кристаллических структур и вывода химических формул наиболее типичных представителей этого класса минералов. Прежде всего охарактеризуем типы пакетов, образуемых слоями и катионами, в структурах слоистых силикатов, далее рассмотрим типы таких

пакетов в слоистых алюмосиликатах, затем систематизируем эти представления и формулы минералов в виде классификационной таблицы.

В слоистых (листовых) силикатах установлены следующие типы пакетов: а) несимметричный однослойный, б) симметричный двуслойный, в) симметричный многослойный.

Несимметричный однослойный пакет состоит из одного слоя (листа) тетраэдров с формулой радикала $(\text{Si}_2\text{O}_5)^{2-}$ (рис. 110). В каждом кольце такого слоя размещаются анионные группы $(\text{OH})^-$. Над каждым кольцом находится по три атома магния или по два атома алюминия. Они перекрываются сверху тремя

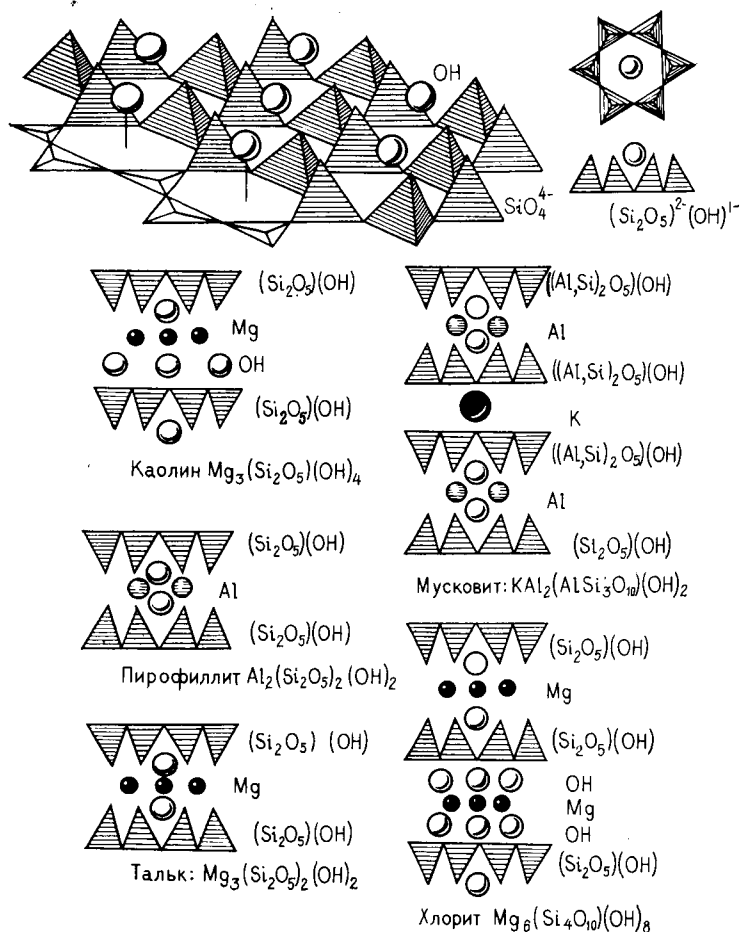


Рис. 110. Схемы главных типов структур слоистых силикатов и алюмосиликатов

гидроксильными группами (ОН)⁻. В целом получается «трехъярусное» построение, состоящее из одного слоя (листа) тетраэдров, плоской сетки ионов магния или алюминия, плоской сетки гидроксидионов. Это трехъярусное сочетание назовем пакетом. Если расчет состава такого пакета вести только на одно исходное кольцо тетраэдров (Si₂O₅)²⁻, получим для каолинита формулу Al₂(Si₂O₅)(ОН)₄.

Каждый пакет имеет нулевой суммарный заряд, он скреплен с соседними (верхним и нижним) пакетами слабо, лишь остаточными (ван-дер-ваальсовскими) связями. Пакеты несколько смещены (сдвинуты) относительно друг друга. В каждом пакете Mg и Al занимают октаэдрические позиции, располагаясь между атомами O²⁻ и (ОН)⁻. В серпентине три таких октаэдра, заполненных катионами (магнием) — см. рис. 110; в каолините их два, заполненных алюминием. Очень часто отмечают, что серпентин — триоктаэдрический слоистый силикат, а каолинит — двуоктаэдрический. Эти термины широко используются при характеристике минералов из подкласса слоистых силикатов и алюмосиликатов.

В симметричном двуслойном пакете имеется два слоя тетраэдров, обращенных друг к другу вершинами, между ними в октаэдрических пустотах располагаются магний или алюминий. Так трактуются структуры талька и пиррофиллита. Суммарный заряд пакетов нулевой. Соседние пакеты скреплены остаточными связями. Тальк — триоктаэдрический силикат, пиррофиллит — двуоктаэдрический.

В слоистых (листовых) алюмосиликатах часть кремния в тетраэдрах (но не более половины) замещена алюминием. Установлен один тип пакетов — симметричный двуслойный. В нем чередуются (подобно тальку и серпентину) слой тетраэдров (Si₂O₅)²⁻ с группами (ОН)⁻, слой катионов магния или алюминия, слой тетраэдров (Si₂O₅)²⁻ с группами (ОН)⁻, но в каждом таком пакете часть тетраэдров (но не более половины) занята алюминием, а за счет замены Si⁴⁺ на Al³⁺ пакет приобретает заряд. В результате получаем следующие формулы пакетов и их заряды:

из талькового пакета — [Mg₃(AlSi₃O₁₀)(ОН)₂]⁻, (1)

[Mg₃(Al₂Si₂O₁₀)(ОН)₂]²⁻, (2)

из пиррофиллитового пакета — [Al₂(AlSi₃O₁₀)(ОН)₂]⁻, (3)

[Al₂(Al₂Si₂O₁₀)(ОН)₂]²⁻. (4)

За счет избыточного заряда пакетов между ними в структуру входит слой катионов — компенсаторов. Это может быть K⁺, Ca²⁺, комплексный катион. В первом случае получается структура слюд (флогопита и мусковита), во втором — структура хрупких слюд, в третьем — хлоритов. Рассмотрим структуры

слюды (обычных) и хлоритов. Хрупкие слюды очень редки, поэтому их структуры описывать не будем.

В слюдах роль катиона-компенсатора играет K^+ (натриевые слюды редки). Из структуры талька выводится структура флогопита, из пирофиллита — мусковит (см. рис. 110). Флогопит — это триоктаэдрическая слюда, мусковит — двуоктаэдрическая. Калий всюду имеет координационное число 12. Он плотно упакован между ионами кислорода, так как имеет равный с ними радиус (по В. М. Гольдшмидту): 0,133 нм у K^+ ; 0,132 нм у O^{2-} ; соотношение R_K/R_A равно 1, что идеально отвечает координационному числу 12.

Структуры и формулы хлоритов выводятся из талькового пакета, роль компенсатора играет слой комплексных катионов. Если взять однозарядный пакет (1) и «катион» $[Mg_2Al(OH)_8]^+$, то получается амезит. Если взять двузарядный пакет (2) и «катион» $[MgAl_2(OH)_8]^{2+}$, то мы будем иметь клинохлор.

Таковы основные структурные типы слоистых силикатов и алюмосиликатов. Все они имеют свои структурные разновидности за счет разного смещения (сдвига) и разворота пакетов друг относительно друга, что легко осуществимо в природе из-за малых сил связей между пакетами. В итоге получаются минералы разных сингоний — моноклинной (чаще всего), гексагональной, ромбической, тригональной, триклинной. Такие структурные разновидности слоистых силикатов называют *политипами*, некоторые из них устойчивы только при определенных давлениях и температурах и образуются только в определенной химической обстановке. Политипия является, как видно, частным случаем полиморфизма.

Кроме минералов с указанными выше типами слоистых структур имеются и более редкие представители этого класса минералов. Например, в некоторых минералах тетраэдры в слоях развернуты то в одну, то в другую сторону (пальгорскиты, часть монтмориллонитов и серпентинов и др.). Есть минералы с волнообразно изгибающимися и завернутыми по спирали слоями (некоторые серпентины и др.), а также слоистые силикаты, состоящие не из шестерных, а больших колец, иногда сильно вытянутых, у некоторых из этих силикатов структура оказывается промежуточной между слоистой и цепочечной (это пальгорскиты и сепиолиты). И наконец, совершенно особыми по составу и структуре являются так называемые смешаннослойные силикаты. Они сложены чередующимися пакетами монтмориллонита и слюды, монтмориллонита и талька, хлорита и слюды и т. п.

Упрощенная классификация слоистых силикатов и алюмосиликатов представлена в табл. 29. В ней учтены только наиболее распространенные минералы. Требуется пояснения примечание «преимущественно» у подкласса алюмосиликатов. Дело

Т а б л и ц а 29. Главнейшие группы минералов — слоистых силикатов и алюмосиликатов

Подкласс	Межпакетный катион	Внутрипакетный (октаэдрический) катион	
		Mg ²⁺	Al ³⁺
Силикаты	Нет » »	Серпентина Талька	Каолинита Пирофиллита
Алюмосиликаты (преимущественно)	(комплекс) ⁿ⁺ K ⁺ K ⁺ Ca ²⁺ (комплекс) ⁿ⁺ (комплекс) ⁿ⁺ K ⁺ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺	Пальгорскита Монтмориллонита Флогопита Литиевых слюд Хрупких слюд Идрослюд Хлоритов Смешаннослойных минералов	Мусковита

в том, что при предельном проявлении некоторых схем изоморфизма крайние члены изоморфных рядов оказываются силикатами без алюминия в тетраэдрах, т. е. с анионными радикалами (Si₄O₁₀). При характеристике минеральных групп это будет специально отмечено. Далее, часть минералов группы монтмориллонита является силикатами, часть — алюмосиликатами. Следует пояснить также положение в табл. 29 литиевых слюд: как это обычно в слюдах, межпакетным катионом в них является калий, а литий наряду с алюминием и магнием занимает октаэдрические позиции. Об этой геохимической особенности лития уже говорилось при описании пироксенов и амфиболов, ниже при характеристике слюд будут указаны схемы изоморфного вхождения в них лития. Наконец, в табл. 29 в качестве октаэдрических катионов указаны магний и алюминий. Однако в минералах некоторых групп широко проявлено замещение магния и алюминия железом, иногда в этих же позициях размещается никель, марганец, хром, титан, ванадий.

МОРФОЛОГИЯ КРИСТАЛЛОВ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Из-за некомпактности кристаллических структур, слабых связей между пакетами лишь редкие минералы из слоистых силикатов и алюмосиликатов встречаются в крупных и хорошо ограненных кристаллах. Явно распознаваемые совершенные кристаллы отмечены лишь у флогопита, мусковита, хрупких слюд и хлоритов, из них крупные (и даже гигантские) кристаллы бывают только у мусковита и флогопита. Они имеют псевдогексагональную симметрию и пластинчатый облик. Реже встречаются бочонковидные и столбчатые кристаллы этих минералов.

Истинная сингония кристаллов в большинстве случаев моноклинная, а их реальные очертания далеки от совершенных.

Цвет зависит от наличия в минерале элементов-хромофоров (железа, хрома, марганца). Без хромофоров цвет белый, таковы химически чистые каолинит, серпентин, тальк, пирофиллит, монтмориллонит, флогопит. В присутствии двухвалентного железа минералы приобретают зеленую окраску разной интенсивности (тальк, серпентин, флогопит, хлорит), небольшая примесь трехвалентного железа придает мусковиту чуть коричневатую окраску. Наличие в минерале одновременно двух- и трехвалентного железа обуславливает появление у них грязно-коричневых, черно-коричневых, зелено-черных, черных окрасок, как у железистого флогопита, биотита, лепидомелана. Очень своеобразна роль хромофора Fe^{3+} , когда он занимает в флогопите позиции алюминия в слоях тетраэдров. Минерал становится ярким рыже-коричневым, необычно меняются и другие его оптические свойства. Такой флогопит даже получил особое название — тетраферрифлогопит (т. е. флогопит с железом в четвертой координации).

Примесь хрома вызывает разный цвет в зависимости от структуры минерала. В мусковите появляется яркая зеленая окраска (такая слюда называется фукситом). Хлориты приобретают розово-фиолетовый цвет. Марганец, входя в состав лицевых слюд, вызывает их розово-лиловую окраску.

Блеск разный. На гранях кристаллов из-за их несовершенства он матовый или жирный. На плоскостях спайности блеск стеклянный, у слюд — с перламутровым отливом. В агрегатах блеск жирный, матовый.

У всех слоистых силикатов и алюмосиликатов есть весьма совершенная спайность по пинакоиду, так как пакеты в их структурах связаны друг с другом слабо. Спайные пластинки у слюд (мусковита, флогопита, биотита) упругие; отогнутые по спайности, они притягиваются назад из-за связей, возбуждаемые в них межпакетными катионами калия, у талька, пирофиллита, в которых межпакетных ионов нет, спайные пластинки крошатся, ломаются, но назад не пригибаются.

Твердость минералов низкая и определяется непрочностью их кристаллических структур. У силикатов (т. е. минералов без межпакетных катионов) твердость 1—2; из них на более мягкие магниевые силикаты (так, тальк жирен на ощупь, а пирофиллит — нет), что легко находит себе объяснение в большем раз-
мере и меньшем заряде магния по сравнению с алюминием. У слюд за счет межпакетного катиона K^+ твердость составляет 2—3, а у хрупких слюд за счет более сильного межпакетного катиона Ca^{2+} , Mg^{2+} твердость повышается до 4.

ИНДИВИДУАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СВОЙСТВ МИНЕРАЛОВ

Рассмотрим сведения, дополняющие общую характеристику структуры, состава, свойств минералов в предыдущих разделах этой главы.

Группа серпентина. Серпентины — это общее название для полиморфов — слоистых силикатов магния состава $Mg_3(Si_2O_5) \times X(OH)_4$. Нередко используется удвоенная химическая формула — $Mg_6(Si_4O_{10})(OH)_8$. Всегда проявлен изоморфизм $Mg^{2+} \leftarrow Fe^{2+}$, но умеренно. Полиморфы имеют разные названия (лизардит, антигорит и т. д.), но смысл их точно не определен. Эти минералы встречаются в скрытокристаллических аморфных на вид, клееподобных массах белого, желтого, зеленого цвета или пестрой окраски. В них в жилках перекристаллизации нередко образуются волокнистые, асбестовидные агрегаты серпентина. Такие волокна состоят из свернутых в трубку однослойных пакетов серпентина (рис. 111).

Самостоятельный изоморфный ряд образуют никелевые серпентины с частичным замещением магния никелем. Максимально установленное содержание NiO в минерале составляет

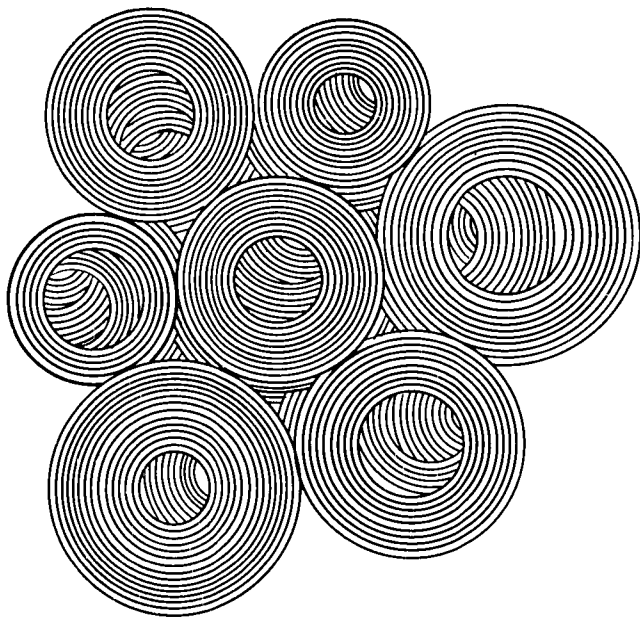


Рис. 111. Схема строения волокон серпентин-асбеста

16 %. Никелевые серпентины встречаются в корях выветривания ультраосновных горных пород в виде тонкодисперсных смесей с другими слоистыми силикатами. Некоторые из таких смесей получили самостоятельные названия — непунит, ревденскит, гарниерит.

Группа каолинита. В ней объединены полиморфы — силикаты алюминия состава $\text{Al}_2(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4$. Это каолинит, диккит, накрит, галлуазит. В последнем есть межпакетный слой молекул H_2O , поэтому его формула пишется так: $\text{Al}_2(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Внешне они неотличимы друг от друга, обычно образуют тонкодисперсные смеси, мучнистые, белые, или более плотные глинистые массы и все вместе в таких общих агрегатах условно называются каолином.

Тальк $\text{Mg}_3(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$. Минерал выдержанного состава, изоморфная примесь двухвалентного железа не превышает 1,5—2 %. Он имеет светло-зеленый цвет в плотных жирных на ощупь массах, в составе сланцев и в мягких, с весьма совершенной спайностью крупных пластинах с перламутровым блеском.

Пирофиллит $\text{Al}_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$. Состав всегда почти идеально отвечает формуле. Доля трехвалентного железа обычно не превышает 0,5 %. Встречается в сплошных, розовых скрытокристаллических массах. Полупрозрачные разновидности такого камня получили у камнерезов название агальматолит.

Группа палыгорскита. Это ленточно-слоистые силикаты магния и алюминия особой структуры: в них тетраэдры в пределах слоя с разной для разных минералов этой группы ритмичностью развернуты то в одну, то в другую сторону. В результате минералы имеют слоисто-ленточную структуру, что сказывается на их морфологии. Это игольчатые волосовидные массы, асбесты, войлочноподобные агрегаты. Минералы в таких агрегатах так и называют «горная вата». Их плотность очень мала.

Группа монтмориллонита (сметиты). Это обширная группа глинистых минералов, силикатов магния и алюминия или алюмосиликатов магния и алюминия. Идеальными предельными составами этих минералов являются $\text{Mg}_3(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (сапонит), $\text{Al}_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (бейделлит), $\text{Fe}_2(\text{Si}_4\text{O}_{10}) \times (\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (нонтронит). В монтмориллонитах в отличие от талька и пирофиллита по-иному развернуты и смещены относительно друг друга пакеты, а в межпакетном пространстве размещаются молекулы конституционной H_2O . В реальных природных условиях состав и структура сложнее: часть Si^{4+} в тетраэдрах занята Al^{3+} , а за счет появляющегося при этом избыточного заряда анионного радикала в межпакетном пространстве размещаются комплексные катионы — гидратированные группы $(\text{M}^+ \cdot n\text{H}_2\text{O})$ и $(\text{M}^{2+} \cdot n\text{H}_2\text{O})$. Обычно в тетраэдры входит не более 0,33 атома алюминия. Для такого монтмориллонита формула имеет вид $(\text{M}^{+}_{0,38} \cdot n\text{H}_2\text{O}) \cdot \text{Mg}_3(\text{Si}_{3,67}\text{Al}_{0,33}\text{O}_{10})(\text{OH})_4$. Меж-

пакетные катионы M^+ — это Na^+ , Li^+ , NH_4^+ , K^+ , Rb^+ ; M^{2+} — это Ca^{2+} , Mg^{2+} , Co^{2+} . Монтмориллониты способны обменивать ионы межпакетного пространства с ионами окружающих водных растворов, а также поглощать в межпакетный промежуток крупные органические молекулярные катионы (так образуются органиноминеральные комплексы). При поглощении молекул воды монтмориллониты набухают за счет расширения межпакетного пространства. При нагревании или в сухой атмосфере вода и гидратированные катионы удаляются из монтмориллонитов, кристаллы уменьшаются в объеме.

Монтмориллониты образуют крайне тонкодисперсные плотные массы, слагают основной объем глины.

Группа флогопита. Непрерывный ряд Mg — Fe слюд с исходным составом $KMg_3(AlSi_3O_{10})(OH, F)_2$. Железо (двух- и трехвалентное) занимает позиции магния по схеме двухатомного изовалентного изоморфизма $Mg^{2+} \leftrightarrow Fe^{2+}$ и по схеме гетеровалентного двухатомного изоморфизма $3Mg^{2+} \leftrightarrow 2Fe^{3+} + \square$ с высвобождением части октаэдрических позиций. Таким образом, коэффициент при группе (Mg, Fe) может быть 2 или 3, а может иметь промежуточные значения. По мере увеличения содержания железа среди слюд ряда флогопита выделяют железистый флогопит, биотит, лепидомелан. Крайний член ряда называется аннитом и имеет формулу $KFe_2^{3+}(AlSi_3O_{10})(OH, F)_2$. Флогопит и биотит встречаются в чешуйчатых массах, пластинках, хороших таблитчатых и боченковидных кристаллах, иногда гигантских. Цвет зеленый, бурый, черный в зависимости от количества железа. Чистый флогопит бесцветен, водянопрозрачен.

В некоторых случаях в флогопите в позициях магния появляется Mn . Бывают также барийсодержащие флогопиты (в них барий размещается в позициях калия) и барий-титановые биотиты. Совершенно особой химической разновидностью является тетраферрифлогопит. Как доказали О. М. Римская-Корсакова и Е. П. Соколова, в этой слюде позиции алюминия в радикале, т. е. в четверной координации заняты Fe^{3+} . Она имеет формулу $KMg_3(FeSi_3O_{10})(OH, F)_2$ и рыже-коричневый цвет.

Группа мусковита. Главным минералом является сам мусковит — чисто или почти чисто алюминиевая слюда с незначительной примесью железа (1—3, но не более 7 % Fe_2O_3). Ее формула $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH, F)_2$. В редких случаях в мусковите часть алюминия замещена хромом. Такая слюда, ярко-зеленого цвета, называется фукситом. Есть мусковиты с частичной заменой калия на барий. Редкие самостоятельные минеральные виды группы мусковита — чисто натриевая и чисто ванадиевая слюды. Особым минеральным видом в группе мусковита является химическое соединение, в котором полностью прошел изоморфизм по схеме $Al^{3+} + (Al^{3+}) \leftrightarrow Mg^{2+} + (Si^{4+})$. В пределе

получается силикат состава $\text{KAlMg}(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$, он называется фенгитом.

Мусковит обычно встречается в таблитчатых, листоватых бочковидных кристаллах светло-рубинового, коричневого цвета, в тонких спайных пластинках он бесцветен. Крупные кристаллы и пластины встречаются в гранитных пегматитах, чешуйчатые агрегаты — в гранитах, гнейсах, сланцах и грейзенах. Но есть одна необычная по виду цветовая морфологическая разновидность мусковита, за которой прочно укрепилось название «серицит», термин лишний для классификации, но удобный при описании месторождений. Серицит — это желтая мелкочешуйчатая, иногда плотная скрытокристаллическая масса мусковита, развивающаяся в виде псевдоморфоз по полевым шпатам при их гидротермальных высокотемпературных изменениях. Изредка используется еще один нестрогий термин — жильбертит, применительно к чешуйчатым агрегатам бесцветного мусковита в оторочках рудных жил.

К группе мусковита могут быть условно отнесены также иллиты. Это слоистые алюмосиликаты переменного состава. В них меньше, чем в мусковите, алюминия в составе радикала и соответственно меньше калия в межпакетном пространстве, а формулы иллитов такого типа: $\text{K}_x\text{Al}_2(\text{Al}_x\text{Si}_{4-x})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, например, $\text{K}_{0,6}\text{Al}_2(\text{Al}_{0,6}\text{Si}_{3,4}\text{O}_{10})(\text{OH})_2$. Иллиты образуют чрезвычайно тонкозернистые массы, являясь наиболее распространенными минералами глин. За счет адсорбции их поверхностью мельчайших кристаллов H_2O пробы иллитов обогащены по сравнению со слюдами водой, их иногда относят поэтому к гидрослюдам (но в гидрослюдах молекулы воды входят в структуру минерала).

К группе мусковита также относится редкая натриевая слюда парагонит $\text{NaAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$.

Группа литиевых слюд. В эту группу минералов входят различные по формулам, но всегда с литием слюды. Литий обладает геохимическим сродством к магнию и алюминию, но не к калию, а потому занимает в слюдах октаэдрические позиции (позиции магния и алюминия). Поэтому числа атомов лития, алюминия, магния (и железа) в формулах литиевых слюд разные, но их сумма не может быть менее 2 и более 3; число атомов калия в формулах всех литиевых слюд неизменно и стандартно — 1. Условно можно разбить все составы литиевых слюд на два главных ряда; первый — это как бы составы, производные от формулы флогопита, второй — от формулы мусковита.

К первому ряду отнесем тайниолит — слюду состава $\text{KLiMg}_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH}, \text{F})_2$ — это как бы флогопит, в котором осуществилась замена $\text{Mg}^{2+} + \text{Al}^{3+} \leftarrow \text{Li}^+ + \text{Si}^{4+}$, т. е. это силикат, а не алюмосиликат. Есть и другие литиевые слюды этого ряда.

К второму ряду отнесем циннвальдит $\text{KAlLiFe}^{2+}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10}) \times$

$\times (\text{OH}, \text{F})_2$. Это как бы мусковит, в котором произведена замена $\text{Al}^{3+} + \square \leftarrow \text{Li}^+ + \text{Fe}^{2+}$. Так же из формулы мусковита можно вывести формулу лепидолита $\text{KLi}_{1,5}\text{Al}_{1,5}(\text{AlSi}_2\text{O}_{10}) \times (\text{OH}, \text{F})_2$ путем замены $\text{Al}_{0,5}^{1,5+} + \square \leftarrow \text{Li}_{0,5}^{0,5+} + \text{Li}_{1,0}^{1+}$. Есть литиевая слюда полилитионит. Её состав $\text{KLi}_2\text{Al}(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH}, \text{F})_2$. Это не алюмосиликат, а силикат. Эту формулу также можно вывести из формулы мусковита путем замены $\text{Al}^{3+} + \square + (\text{Al}^{3+}) \leftarrow \text{Li}^+ + \text{Li}^+ + (\text{Si}^{4+})$. Есть и другие литий-алюминиевые слюды.

Во всех литиевых слюдах из-за особенностей геохимической обстановки их образования присутствуют изоморфные примеси элемента-хромофора Мп (в позициях магния и алюминия). Они вызывают розовую, серебристо-розовую, лилово-розовую окраску литиевых слюд.

Группа гидрослюд. В эту группу попадают разнообразные богатые водой слоистые силикаты и алюмосиликаты. В них в межпакетном пространстве размещаются, полностью или частично замещая калий, комплексы типа $(\text{M}^{2+} \cdot n\text{H}_2\text{O})$, где M^{2+} — это Mg^{2+} , Ca^{2+} . Наиболее распространены среди этих слюд вермикулит, гидромусковит, глауконит (слюда же иногда относят иллиты). Вермикулит представляет собой гидратированный флогопит. Гидратация минерала и изменение содержания межпакетного пространства сказалась и на свойствах вермикулитов — они стали, в отличие от свежего флогопита, хрупкими, мало блестят, спайные пластинки потеряли упругость и мнутся, изгибаются словно сырая бумага, из минерала при прокаливании удаляется вода и, раздвигая пакеты, вспучивает минерал (его объем иногда увеличивается примерно в 10 раз). Глауконит является железистой (с Fe^{3+} и Fe^{2+}) гидрослюдой. Это синий, зеленый минерал, встречающийся в виде мельчайших округлых агрегатов и колломорфных выделений в глинах, мергелях и доломитах.

Группа хлоритов. Это большая и сложная по составу группа минералов (силикатов и алюмосиликатов) с симметричными двухслойными и более сложными пакетами и со слоями «комплексных катионов» между ними. Два главных представителя уже были названы: амезит $\text{Mg}_4\text{Al}_2(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10})(\text{OH})_8$ и клинохлор (пеннин) $\text{Mg}_5\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_8$. Они образуют изоморфный ряд минералов, его можно продолжить в сторону еще более магниезальных и безалюминиевых хлоритов до состава $\text{Mg}_6(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_8$. По формуле это серпентин, но структура его отлична от серпентиновой (см. рис. 110). Все эти хлориты можно назвать по их составу магниезальными. В идеале они бесцветны. В них магний часто замещается железом. Так образуются железистые хлориты. Полностью железный хлорит называется тюрингитом, железистый амезит — шамозитом. Магнезиально-железистые хлориты имеют зеленый цвет, образуют

чешуйчатые массы, реже — отдельные таблитчатые кристаллы. Часто встречаются в виде псевдоморфоз по пироксенам, роговым обманкам, флогопиту, биотиту. Железистые хлориты слагают оолиты в составе некоторых осадочных пород и сланцев.

В некоторых хлоритах имеется хром. Это кочубейт и кеммерит. Они встречаются в хромитовых рудах в виде чешуйчатых масс и мелких вкраплений, образовавшихся здесь за счет изменения оливина, и окрашены в яркий розовый, карминно-красный, фиолетовый цвет.

Известны также цинковые, литиевые, никелевые хлориты. *Группа смешанослойных минералов.* К этой группе относятся минералы, как бы «собранные» из фрагментов кристаллических построек разных слоистых силикатов и алюмосиликатов. Так, установлено переслаивание монтмориллонитовых и слюдоподобных фрагментов, монтмориллонитовых и хлоритовых, слюдяных и хлоритовых слоев и т. п. При этом чередование может происходить упорядоченно, с определенной ритмичностью повторения разных слоев (1:1, 1:2, 1:3, 2:3 и т. п.), а может быть нерегулярным. Наиболее распространены минералы тосудит, ректорит, корренсит. Первый характеризуется упорядоченным (1:1) чередованием монтмориллонитовых и хлоритовых слоев, второй — парагонитовых и монтмориллонитовых, корренсит — чередованием хлоритовых и вермикулитовых слоев. Все смешанослойные минералы тонкодисперсны. Они являются одним из главных компонентов глин.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

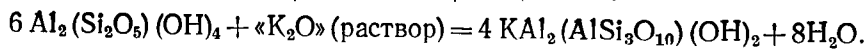
Все слоистые силикаты и алюмосиликаты обычно являются минералами низких температур и давлений. Лишь мусковит, флогопит, биотит, литиевые слюды встречаются в магматических горных породах. В целом для эндогенных месторождений характерны слюды, тальк, пирофиллит, серпентины, хлориты. В экзогенных условиях формируются минералы групп каолинита, монтмориллонита, гидрослюда, некоторые серпентины и хлориты.

Слюды — флогопит, биотит, мусковит — образуются в магматических горных породах как первичные минералы и как постмагматические продукты — результат воздействия растворов на оливин, пироксены, роговые обманки. В эффузивных горных породах биотит иногда встречается в виде порфировых вкраплений. Особо крупные кристаллы флогопита, биотита и мусковита образуются в керамических и слюдяных гранитных пегматитах. В сподуменовых пегматитах наряду с биотитом и мусковитом присутствуют литиевые слюды. Флогопит и мусковит используются как диэлектрический материал в радио- и электротехнической промышленности. Промышленные концен-

трации крупных кристаллов флогопита установлены в особых ультраосновных горных породах повышенной щелочности, мусковит разрабатывается в гранитных пегматитах.

Другим характерным типом месторождений для слюд — мусковита, литиевых слюд, реже биотита являются грейзены. Слюды образуются здесь за счет разложения полевых шпатов и часто встречаются в виде мелкочешуйчатых масс.

В метаморфических горных породах (гнейсах и сланцах) мусковит, флогопит и биотит нередко являются главными минералами. Крупные промышленные скопления больших кристаллов флогопита в ассоциации с диопсидом, шпинелью, кальцитом образуются в этих породах по их контактам с мраморами и в виде метасоматических жил и залежей в самих сланцах вне видимой связи с мраморами. Мусковит и биотит входят в состав сланцев и гнейсов. Образование здесь мусковита можно объяснить, например, процессами глубинного преобразования глинистых (каолинитовых и других) пород с привнесом глубинными растворами калия с протеканием реакций типа



Тальк и серпентин образуются в ультраосновных горных породах как обычный продукт гидротермальной переработки оливина и пироксена. Они являются также обычными минералами метаморфических горных пород — сланцев, мраморов, где возникают на низких ступенях преобразования исходных горных пород. Тальк используется как огнеупорное сырье, как материал для футеровки доменных печей, как технические смазки и в медицине. Серпентин в виде асбеста используется как ценный жаростойкий материал.

Никелевые серпентины образуются в корях выветривания ультраосновных горных пород. Они разрабатываются как руда на никель.

Пирофиллит образуется в сходных с тальком и серпентином условиях, но за счет гидролиза силикатов алюминия при изменении кислых горных пород. В больших массах он является сырьем для производства изоляторов и материалом для футеровки доменных печей. Агальматолит используется как поделочный камень.

Хлориты обычно либо являются продуктами позднего и низкотемпературного гидротермального изменения оливина, пироксенов, роговых обманок, биотитов, флогопитов, либо образуются как минералы низких ступеней процессов метаморфизма. Железистые хлориты входят в состав глин, они имеют оолитовое сложение, иногда являются рудой на железо.

Минералы групп каолинита, монтмориллонита, палыгорскита, гидрослюд, смешанослойные силикаты, некоторые серпентины и хлориты образуются в поверхностных и подводных

условиях и слагают глины. Их так и называют иногда «глинистые минералы». Аллюминиевые минералы (каолинит, галлуазит, бейделлит и др.) развиваются в корях выветривания гранитов, кислых эффузивов, затем в более верхних и подвергнувшихся более мощному разложению зонах кор выветривания они превращаются в бокситы. При перемыве каолиновых кор выветривания, их отмучивании и переотложении дисперсного материала в спокойных водоемах формируются залежи осадочной каолиновой глины, она нередко имеет оолитовое сложение.

Магниеые минералы — сапонит, вермикулит, никелевые серпентины, нонтронит образуются в корях выветривания на ультраосновных горных породах, габброидах.

В условиях подводного (морского) придонного разложения горных пород и за счет раскристаллизации придонных коллоидных осадков формируются монтмориллониты, иллиты и гидрослюды, магнезиально-железистые хлориты и смешанослойные минералы. Уплотняясь, они превращаются в типичные глины. Главная масса глин образуется именно в ходе процессов подводного выветривания горных пород и последующей эпигенетической переработки этих продуктов.

Глины являются ценным строительным материалом и сырьем для керамической и фарфоровой промышленности. Высокими сорбирующими свойствами характеризуются чисто монтмориллонитовые глины. Они известны под разными названиями — бентонит, гумбрин, кил и др. Серпентиновые коры выветривания ультраосновных горных пород бывают никеленосными и используются как руда для извлечения никеля.

Контрольные вопросы

1. Каково строение листа кремнекислородных тетраэдров и как выводится его формула?
2. Каковы структура, состав, формула каолинита и серпентина?
3. Каковы структура, состав, формула пиррофиллита и талька?
4. Каковы структура, состав, формула мусковита и флогопита?
5. Каковы структура, состав и формулы хлоритов?
6. Как структура и состав сказываются на морфологии кристаллов и свойствах слоистых силикатов и алюмосиликатов?
7. Какие слюды относятся к группе флогопита?
8. Какую позицию занимает литий в структурах слюд, каковы главные примеры литиевых слюд?
9. Что такое монтмориллониты?
10. В чем общность условий образования слоистых силикатов и их отличия от таковых для слоистых алюмосиликатов?

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Многие из силикатов (верхнее — алюмосиликатов) этого подкласса относятся к числу породообразующих и, в частности, наиболее распространенных в природе минералов. В первую очередь это полевые шпаты — главные составные части гранитов, габбро, гнейсов и других горных пород. К этому же подклассу минералов относятся нефелин — ведущий минерал некоторых щелочных горных пород, лейцит — обычная минеральная фаза в базальтоидах. Среди них есть и ценное нерудное сырье — микролин, цеолиты и минералы — руды некоторых металлов — нефелин (руда на алюминий), поллуцит (руда на цезий).

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Состав каркасных алюмосиликатов прост: большей частью это минералы калия, натрия, кальция. «Рыхлость» каркасной структуры допускает частое вхождение в них дополнительных анионов (Cl^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} и т. д.) и конституционной воды в виде молекул H_2O .

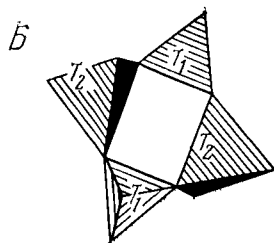
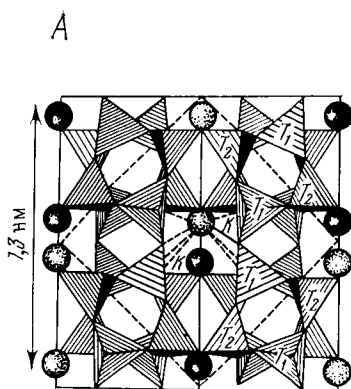
Структуры каркасных алюмосиликатов сложные и многообразные: имеется много разных вариантов сочленения тетраэдров в трехмерном пространстве. В полевоом шпате тетраэдры группируются по восемь и четыре (рис. 112), эти группы, соединяясь, образуют каркас с тремя типами изометричных или почти изометричных «полостей» с диаметром 0,15—0,28 нм. В некоторых из них располагаются катионы. В нефелине все полости одинаковые и совсем другой конфигурации, они тоже заняты катионами. Есть каркасные алюмосиликаты (скаполиты, канкринит и др.) с большими «полостями», а в цеолитах эти «полости» особо велики (до 0,9 нм в сечении), они нередко открытые и сообщающиеся «как в губке». В таких «полостях» легко размещаются целые группы и комплексы ионов и молекул, иногда свободно обменивающиеся с окружающей кристалл средой.

Состав каркаса разный, с соотношением $\text{Al}:\text{Si}$, равным то 1:1 (как в нефелине и др.), то 1:3 (как в канкрините и др.). Есть минералы, например, полевые шпаты ряда альбит — анортит, минералы ряда скаполита с меняющимся соотношением количеств алюминия и кремния.

Упрощенная классификация каркасных алюмосиликатов дана в табл. 30.

Т а б л и ц а 30. Главнейшие минералы — каркасные алюмосиликаты

Группа	Минерал	Сингония	Твердость
Полевых шпатов а) подгруппа калиевых полевых шпатов б) подгруппа кальциево-натриевых полевых шпатов	Микроклин $K(AlSi_3O_8)$ Ортоклаз $K(AlSi_3O_8)$ Сандин $K(AlSi_3O_8)$ Альбит $Na(AlSi_3O_8)$ Анортит $Ca(Al_2Si_2O_8)$	Трикл. Мон. » Трикл. »	6 6 6 6—6,5 6—6,5
Лейциты	Лейцит $K(AlSi_3O_6)$ Поллуцит $Cs(AlSi_2O_6)$	Псевдокуб. (тетр.) Куб.	5—6 6,5
Нефелина	Нефелин $Na_3K(AlSiO_4)_4$ Кальсилит $K(AlSiO_4)$	Гекс. »	5—6 6
Скаполита	Мариалит $Na_4(AlSi_3O_8)_3Cl$ Мейонит $Ca_4(Al_2Si_2O_8)_3(SO_4, CO_3)$	Тетр. »	5—6 5—6
Канкринита	Канкринит $Na_3Ca(AlSiO_4)_3(CO_3, SO_4) \cdot 1,5H_2O$	Гекс.	5—5,5
Содалита	Содалит $Na_4(AlSiO_4)_3Cl$ Лазурит $Na_3Ca(AlSiO_4)_3(SO_4, S_2)$	Куб. »	5,5—6 5,5
Цеолитов	Стильбит $Ca_{0,5}Na(Al_2Si_7O_{18}) \cdot nH_2O$ Гейландит $Ca(Al_2Si_7O_{18}) \cdot nH_2O$ Анальцит $Na(AlSi_3O_6) \cdot nH_2O$ Шабазит $Ca_{0,5}(AlSi_3O_6) \cdot nH_2O$ Натролит $Na_3(Al_2Si_3O_{10}) \cdot nH_2O$ Клиноптилолит $K(AlSi_5O_{12}) \cdot nH_2O$	Мон. » Куб. Триг. Ромб. Мон.	3,5—4 4 5—5,5 4—5 5—5,5 3,5



Санидин Ортоклаз Микроклин

а) позиции алюминия

Al 1	2 Al	2 1
1 2	1 2	Al 2
1 2	Al 2	Al 2
2 Al	2 1	2 1
2 1	2 1	2 1
1 Al	Al 2	Al 2
Al 2	1 2	Al 2
2 1	2 Al	2 1

б) вероятность (%) нахождения Al в разных позициях

$T_1 \sim 50$ $T_1 \sim 100$ $T_1 \sim 100$

$T_2 \sim 50$ $T_2 \sim 0$ $T_2 \sim 0$

в) плоскость симметрии (по позициям Al)
есть есть нет

Рис. 112. Структура полевого шпата:

А — общая схема структуры санидина.

К — калий, T_1 и T_2 — тетраэдры. Б — характер расселения Al по разным структурным позициям

МОРФОЛОГИЯ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Морфология кристаллов и их симметрия различны у разных минералов, что определяется большим разнообразием кристаллических структур каркасных алюмосиликатов. Изометрично развитые кристаллы имеют лейцит, содалит, лазурит, анальцит, шабазит (все они характеризуются кубической или псевдокубической симметрией), часто более или менее изометричны кристаллы полевых шпатов, хотя они относятся к моноклинной и триклинной сингонии, и нефелина (гексагональный). Есть

каркасные алюмосиликаты с столбчатыми, шестоватыми кристаллами (скаполиты, натролит) и с таблитчатыми — пластинчатыми кристаллами (гейландит, стильбит). На симметрии кристаллов сказывается не только общий характер структуры минерала, но и особенности распределения в ней алюминия.

Физические свойства минералов имеют более общий характер. Каркасные структуры с сильными (ковалентно-ионными) связями — с одной стороны, и «рыхлость» каркаса — с другой, приводят к тому, что почти все минералы имеют твердость порядка 4,5—6, а плотность их невелика (около 2,1—2,6), что определяется также небольшими атомными массами натрия, кальция — главных катионов в каркасных алюмосиликатах.

Характер связей и состав обуславливают стеклянный блеск и прозрачность или полупрозрачность минералов. В минералы не входят химические элементы — хромофоры, поэтому их собственный цвет белый. Однако именно у каркасных алюмосиликатов наиболее часто по сравнению с силикатами других классов проявлены собственные цветные окраски, связанные не с хромофорами, а с «красящими» центрами — дефектами в структуре минералов. Такова, например, природа чернильно-синей, густо-синей окраски содалита и лазурита. Благодаря «ячеистой», «пористой» структуре этих минералов в них входят несообразные с кислородом дополнительные анионы с явно иными химическими связями. В содалите это хлор — типичный ионообразователь с радиусом аниона Cl^- в 0,181 нм (по В. М. Гольдшмидту), в лазурите это типичный для персульфидов анион $(\text{S}_2)^{2-}$ с радиусом 0,206 нм, а также другие анионы серы.

Из-за неоднородности строения каркасов, наличия в них «полостей» разной конфигурации, ослабляющих химические связи, в каркасных алюмосиликатах бывает хорошо проявлена спайность. Она проходит в минералах всегда по двум-трем и более направлениям. Блеск на плоскостях спайности стеклянный.

Охарактеризованное подобие между собой свойств каркасных алюмосиликатов хорошо объясняется, как видно, общими чертами их кристаллического строения и тождественности катионов — это Na, K, Ca, но нередко делает непростой их диагностику. Студент должен для определения каркасных алюмосиликатов научиться в совершенстве определить характер спайности и морфологию минералов, так как это главное в отличии друг от друга каркасных алюмосиликатов.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МИНЕРАЛАХ

Калиевые полевые шпаты. В эту подгруппу полевых шпатов относят микроклин, ортоклаз, санидин — полиморфы состава $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$. В них почти всегда проявлено изоморфное заме-

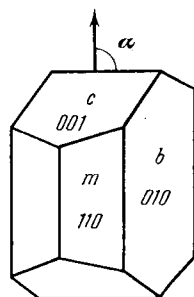
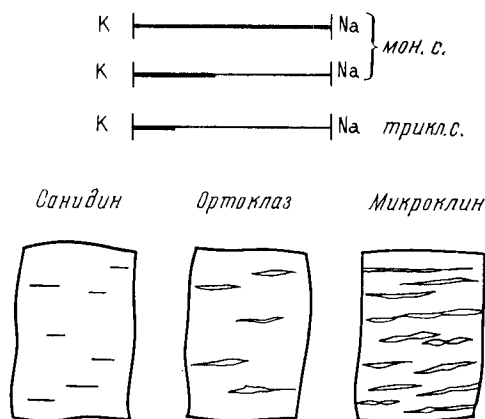


Рис. 114. Кристалл ортоклаза

Рис. 113. Пределы изоморфизма (верхние линии) и структуры распада твердых растворов натрия в калиевых полевых шпатах

щение калия натрием, поэтому более полная формула — $(K, Na)(AlSi_3O_8)$, а сами полевые шпаты часто называют калиево-натриевыми. (Или, по-старому, калиево-натровыми, от «едкого натра»; следует избегать употребления термина «калишпат», появившегося в отечественной литературе в 30-х гг.). Из-за большой разницы в размерах ионов K^+ (0,133 нм, по В. М. Гольдшмидту) и Na^+ (0,098 нм) изоморфизм осуществляется только при высоких температурах, и в частности, при быстрой кристаллизации минерала. Поэтому наиболее насыщены натрием обычно санидины, наименее — микроклины (рис. 113). При последующем быстром охлаждении минерала натрий остается в полевом шпате в позициях калия. При медленном падении температуры первоначально гомогенная кристаллическая фаза распадается на две. Главная фаза существенно калиевая, это санидин, ортоклаз, микроклин — в зависимости от скорости охлаждения. Вторая фаза существенно или чисто натриевая, это полевой шпат альбит $Na(AlSi_3O_8)$. Внешне такой двухфазовый агрегат представляет собой кристалл или зерно калиевого полевого шпата с строго ориентированными пластинчатыми вростками альбита, их называют пертитамы. В санидине пертитов почти нет, в ортоклазе их больше, а в микроклине много и они более крупные — иногда толщиной до 1—1,5 мм (см. рис. 113).

Морфологически кристаллы всех трех минералов почти неотличимы друг от друга. Наиболее простые кристаллы чаще всего характерны для ортоклаза. Они имеют близкое к изометрическому развитие и образованы доминирующими гранями второго и третьего пинакоидов (на рис. 114, *b*, *c*), ромбической

призмы (на рис. 114, *м*) и другими, обычно мелкими гранями; первый пинакоид вовсе отсутствует. Угол α между гранями второго и третьего пинакоидов составляет 90° , поэтому в кристалле есть вертикальная плоскость симметрии, весь набор элементов симметрии — L_2PC . Точно такие же кристаллы у санидина. У микроклина угол между вторым и третьим пинакоидами чуть отличается от 90° , он колеблется от $90^\circ 41'$ до 90° . Из-за этого «ничтожного перекося» грани третьего пинакоида исчезает вертикальная плоскость симметрии и минерал оказывается триклинным с единственным элементом симметрии C . Угол «скоса», от 0 до $41'$, отражает «степень триклинности» минерала. Визуально эти различия незаметны, их выявляют при помощи специального оптического прибора — гониометра или рентгеновскими методами исследования.

Обычной особенностью калиевых полевых шпатов является образование простых двойников срастания и прорастания, этим они отличаются от плагиоклазов, у которых двойники полисинтетические. Разновидностей двойников у калиевых полевых шпатов много (рис. 115). Наиболее просты и легко узнаваемы карлсбадские двойники ортоклаза. В них один кристалл (левый на рис. 115) развернут относительно другого на 180° вокруг вертикальной оси, сросток часто оказывается четырехглавым (по две главы сверху и снизу).

Цвет белый, серый, розовый (от вростков гематита), серо-зеленый (от вростков эгирина или других цветных минералов), изумрудно-зеленый. Красивые разновидности минералов изумрудно-зеленого цвета называют амазонитом (судя по степени триклинности — чаще это микроклин). Причина амазонитовой окраски не выяснена. По предположениям она обусловлена появлением центров окраски за счет искажений в структуре минерала при изоморфизме по схемам $K^+Si^{4+} \leftarrow Pb^{2+}Al^{3+}$ или $K^+K^+ \leftarrow Pb^{2+} \square$.

Блеск стеклянный на спайности и хороших гранях, в изломе жирный, матовый. Имеются ортоклазы, лишённые пертитовых

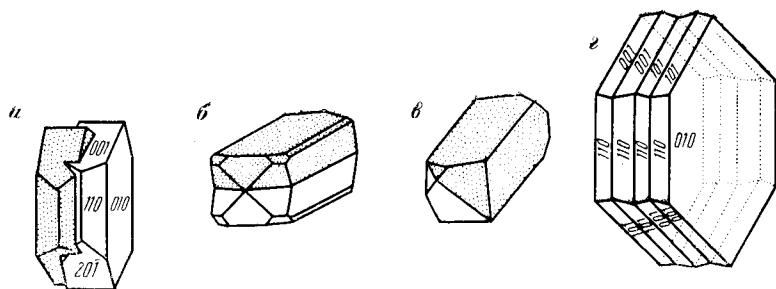


Рис. 115. Двойники полевых шпатов:

а — карлсбадский, *б* — манебахский, *в* — бавенский, *г* — альбитовый

вrostков и полупрозрачные, с красивым мерцающим блеском и перламутровыми переливами. Их называют лунным камнем (название это нестрогое, используется в приложении к разным минералам и с разным смыслом).

Спайность совершенная, в двух направлениях — по второму и третьему пинакоиду под углом от $90^{\circ}41'$ до 90° (визуально эти различия, конечно, незаметны). Излом неровный.

Твердость эталонная для шкалы Мооса — 6.

Образуются магматическим путем, в гидротермальных условиях, при процессах метаморфизма и других явлениях. Калиевые полевые шпаты — главные породообразующие минералы гранитов и их пегматитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов и др., они образуют вкрапленники в кислых эффузивных горных породах. В гидротермальных условиях появляются чаще всего в высоко- и среднетемпературных месторождениях в составе рудных жил или в ореолах метасоматического изменения окружающих их горных пород. В метаморфических горных породах — гнейсах, гранитогнейсах, гнейсогранитах эти минералы образуются на стадиях максимального глубинного преобразования первично-осадочных и других исходных горных пород. Калиевые полевые шпаты часто имеют вид мельчайших зерен и кристаллов на стадии диагенеза при формировании песчаников, алевроитов, глинистых сланцев, известняков. Они подвержены вторичным изменениям: грейзенизации и мусковитизации (серицитизации) при высокотемпературных преобразованиях минералов, каолинизации при выветривании. Первый процесс описывают такой схемой: $3K(AlSi_3O_8) + H_2O = KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2 + 6SiO_2 + K_2O$ (раствор). При выветривании идет примерно такая реакция: $2K(AlSi_3O_8) + 3H_2O = Al_2(Si_2O_5)(OH)_4 + 4SiO_2$ (раствор) + $2KOH$.

Калиевые полевые шпаты являются сырьем для керамической промышленности. Для его разработки наиболее ценны гранитные пегматиты, но качественных месторождений такого типа мало, поэтому приходится разрабатывать также некоторые граниты с высоким содержанием микроклина и ортоклаза.

Их узнают по цвету, блеску, спайности, эталонной твердости. Друг от друга внешне почти неотличимы. Санидин чаще бывает в эффузивах, микроклин обычно розовый или изумрудно-голубоватый, содержит явно заметные пертиты, ортоклаз из некоторых месторождений Урала имеет кремово-желтый, коричневато-желтый цвет и содержит очень мелкие пертитовые вrostки. Минерал часто называют просто калиевым полевым шпатом, оставляя его точное определение, если это надо, до выполнения специальных (рентгеноструктурных, кристаллооптических, гониометрических и др.) исследований. В настоящее время особо широко используются методы рентгеновской диагностики калиевых полевых шпатов по их структуре, как

оказалось, при этом удается вскрыть и некоторые особенности генезиса полевых шпатов.

Структуры санидина, ортоклаза, микроклина почти тождественны друг другу и различаются только особенностями расселения алюминия в тетраэдрах. Каркас в их структуре (см. рис. 112) образован чередующимися и по-разному ориентированными в пространстве четверками тетраэдров с общей формулой (T_4O_8) ; соединяясь вершинами, они образуют каркасный остов структуры. В каждой такой четверке один из тетраэдров (и только один) обязательно занят алюминием, отсюда, анионный радикал имеет формулу $(AlSi_3O_8)^-$. Итак, в структуре есть кремнекислородные и алюмокислородные тетраэдры. Первые меньше, расстояние от центра до вершины составляет в них 0,161 нм, вторые больше, то же расстояние у них равно 0,174 нм. Но где же размещается этот один атом алюминия, в каком из тетраэдров? Оказывается, что в каждой четверке имеются тетраэдры двух сортов, они обозначены на рис. 112 как T_1 и T_2 . Эти тетраэдры несколько различаются по своему положению относительно атомов калия, одни тетраэдры несколько ближе к калию, другие чуть дальше. В санидине алюминий может занять любой из тетраэдров, в каждой четверке свой. В целом по структуре этот элемент распределен хаотически, усредненно размер всех тетраэдров одинаков, расстояние от центра до вершины составляет в них 0,164 нм (это значение получают следующим образом: $\frac{0,161 \times 3 + 0,174 \times 1}{4} =$

$= 0,164$). В микроклине в каждой из четверок алюминий занимает тетраэдр типа T_1 , но из двух тетраэдров этого типа всегда избирает только одну его разновидность, определенным образом ориентированную в структуре минералов. В каждом кольце и в целом по структуре четко выявляются тетраэдры разного размера. В каждом кольце один тетраэдр (алюминиевый) большой (расстояние от центра тетраэдра до вершины 0,174 нм), а три тетраэдра (кремниевые) маленькие (расстояние от центра до вершины 0,161 нм).

Имеются разные, промежуточные между этими идеальными схемами санидина и микроклина, варианты расселения алюминия в тетраэдрах. В идеальном ортоклазе, например, этот элемент занимает позиции T_1 . Их две в каждой четверке, алюминий занимает в разных четверках то одну, то другую позиции T_1 . В целом, усредненно по всей структуре имеются тетраэдры двух размеров — половина их маленькая (это кремнекислородные тетраэдры) с расстоянием от центра до вершины в 0,161 нм, половина их больше по размеру — в 0,166 нм (среднее между 0,161 и 0,174 нм).

Характер распределения алюминия в санидине, микроклине, ортоклазе показан схематически на рис. 112; на схеме

из структуры выделено одно кольцо. Хорошо заметно, что в санидине распределение алюминия случайное, полностью неупорядоченное, в идеальном микроклине — полностью упорядоченное (такой идеальный микроклин иногда называют максимальным микроклином). Ортоклаз является частично упорядоченным полевым шпатом. При сравнении схем для каждого из трех полевых шпатов видно, что в ортоклазе можно мысленно провести плоскость симметрии, влево и вправо от нее будет статистически одинаковое число атомов алюминия. В микроклине такая плоскость невозможна. Внешне в морфологии кристаллов это проявляется в том, что у ортоклаза они моноклинные с набором элементов симметрии L_2PC , у микроклина — триклинные, только с центром симметрии C . В санидине плоскость симметрии обусловлена статистически равновероятным нахождением алюминия в любой позиции, его кристаллы тоже моноклинные (L_2PC). Итак, в санидине распределение алюминия случайное, полностью неупорядоченное, в идеальном микроклине — полностью упорядоченное. Ортоклаз является частично упорядоченным полевым шпатом.

В характере распределения алюминия по структурным позициям подмечена геологическая закономерность. В молодых (мезо- и кайнозойских) эффузивах калиевый полевой шпат вкрапленников наиболее часто представлен санидином с хаотическим, неупорядоченным распределением алюминия по всем возможным позициям. В древних (протерозойских и архейских) гранитах, пегматитах, гнейсах калиевый полевой шпат чаще является микроклином, в нем порядок распределения максимальный (весь алюминий занимает только тетраэдры одной разновидности), реже здесь бывает ортоклаз. Выявлено, что в более высокотемпературных и быстро кристаллизовавшихся калиевых полевых шпатах степень упорядочения в распределении алюминия обычно больше, чем в низкотемпературных полевых шпатах. Здесь встречаются промежуточные по упорядоченности микроклины и ортоклаз. Также установлено, что изоморфные примеси некоторых сильных щелочных металлов — рубидия, цезия, препятствуют упорядочиванию структуры полевого шпата. И наоборот, взяв за эталон хорошо установленные геологические факты и закономерности распределения алюминия, можно по результатам определения степени структурной упорядоченности полевого шпата делать заключения об условиях и химической обстановке его образования.

Очевидно, что также многообразны закономерности расселения алюминия по тетраэдрическим позициям в структурах других каркасных алюмосиликатов. Они изучены еще очень мало.

Кальцево-натриевые полевые шпаты. Имеется два крайних минеральных вида — альбит $\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$ и анортит $\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$ и промежуточные по составу вещества. Все они

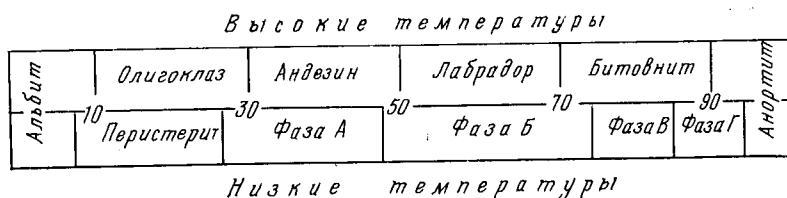


Рис. 116. Ряды плагиоклазов при разных температурах

вместе называются плагиоклазами. Их существование обычно объясняют проявлением гетеровалентного изоморфизма по схеме: $\text{Na}^+(\text{Si}^{4+}) \leftarrow \text{Ca}^{2+}(\text{Al}^{3+})$. Состав плагиоклазов принято обозначать номером — это процент анортитовой составляющей в смеси. Всего, значит, имеется 100 номеров плагиоклазов, их условно разделяют на кислые (от 0 до 30 номера), средние (30—70) и основные (70—100) плагиоклазы по содержанию в них SiO_2 , оно уменьшается от 0 к 100.

Для промежуточных разновидностей ряда плагиоклазов используются самостоятельные названия (рис. 116, верхний ряд). Однако такой непрерывный ряд гомогенных твердых растворов в природе возможен только при высоких температурах. При понижении температуры в плагиоклазах происходят структурные превращения с образованием их нескольких структурных разновидностей (рис. 116, нижний ряд), причем плагиоклаз № 5—25 распадается на две полевошпатовые фазы. Они образуют тончайшие пластинчатые срастания друг с другом. Такие структуры называются перистеритами.

Сингония низкотемпературных альбита, анортита и всех структурных разновидностей плагиоклаза триклинная. Морфология кристаллов в принципе такая же, как у калиевых полевых шпатов. Очень типично для плагиоклазов образование многократно повторяющихся (полисинтетических) двойников, так что каждый «монокристалл» состоит из множества пластинчатых индивидов толщиной в сотые-десятые доли миллиметров, этим они отличаются от калиевых полевых шпатов, у которых двойники простые. Наиболее обычны двойники по альбитовому закону (рис. 115, з), в них соседние кристаллиты срастаются по плоскости второго пинакоида, она является для них зеркальной плоскостью симметрии.

Цвет плагиоклазов белый, зеленый, серо-черный (от вростков других минералов), серо-сиреневый. У олигоклаза на плоскостях спайности отмечаются голубые радужные переливы (иризация). Они вызваны интерференцией света при прохождении через перистеритовые срастания пластинок двух фаз, из которых состоят эти олигоклазы. Такое же внутреннее яркое радужное свечение имеется у лабрадоров.

Спайность совершенная в двух направлениях (по второму и третьему пинакоидам) под углом около 86° . Твердость 6—6,5.

Блеск стеклянный на спайности и хороших гранях, в изломе жирный, матовый. На плоскостях спайности (на одной или реже — на обеих) видна штриховка — след полисинтетического двойникования кристаллов.

Плагиоклазы образуются как продукты магматической кристаллизации, в гидротермальных условиях, при метаморфизме. В магматических породах они являются главными породообразующими минералами кислых, средних, основных и щелочных горных пород — гранитов (и их пегматитов), диоритов, габбро, сиенитов, нефелиновых сиенитов, а также их эффузивных и дайковых аналогов. В этих горных породах встречаются все плагиоклазы (кислые — в кислых горных породах, средние — в средних, основные — в основных, щелочные, т. е. альбит — в щелочных горных породах), причем наиболее крупные, порой гигантские выделения плагиоклаза (олигоклаза) наблюдаются в гранитных пегматитах. В типичных гидротермальных условиях (в грейзенах и других месторождениях) образуется лишь альбит. Он разъедает своими сахаровидными массами более ранние минералы гранитов, сиенитов, пегматитов и нередко представлен агрегатами пластинчатых кристаллов, замещающими эти минералы, и щетками, стебельчатыми агрегатами в открытых трещинах и занорышах. Характерно, что альбит сопровождается разнообразной редкометальной минерализацией, в том числе рудными минералами Zr, Ta, TR, Be и др. В метаморфических горных породах плагиоклазы присутствуют в гнейсах, амфиболитах и др. В осадочных породах они содержатся в аркозовых песчаниках и других как обломочный материал. На стадиях диагенетического преобразования первичного материала осадков образуется альбит, он нарастает в виде тончайших прозрачных бесцветных каемок на обломочные зерна полевых шпатов, а также метасоматически замещает детритовый материал, известен случай замещения альбитом вещества раковин брахиопод. Альбит образуется вместе с анальцитом при подводных диагенетических преобразованиях туфов.

Практическое применение из всех плагиоклазов находит только лабрадор. Он используется как облицовочный камень.

Характерными продуктами гидротермального изменения плагиоклазов являются мусковит (серицит), скаполит, эпидот и др. (табл. 31). При выветривании плагиоклазы замещаются каолинитом. Их можно узнать по спайности и штриховке на ней, блеску минеральной ассоциации, а олигоклаза и лабрадора — по радужным переливам на плоскостях спайности.

Лейцит (K, Na) $(\text{AlSi}_2\text{O}_6)$. Образует кристаллы (нередко идеально развитые) в виде тетрагонтриоктаэдра. Установлено,

что они состоят из тончайших sdвойникованных пластинок тетрагональной сингонии, возникших при распаде первичного кристалла. Эти кристаллы встречаются в виде порфировых вкрапленников в некоторых эффузивных и дайковых горных породах семейства базальтов и др. Они полупрозрачные, бесцветные, со стекляннм блеском.

При остывании базальтового расплава в особых условиях может происходить реакция взаимодействия лейцита с магмой, его кристаллы замещаются смесью двух фаз — нефелина и калиевого полевого шпата, такие псевдоморфозы называют *псевдолейцитом*. Под воздействием остаточных щелочных растворов на застывшую горную породу кристаллы лейцита нередко замещаются агрегатом микроклина, мусковита, цеолитов и др. Эти псевдоморфозы называют *эпидейцитом*. Наконец, при выветривании лейцит легко замещается анальцитом, затем каолинитом, облагораживая почвы удаляющимся из него калием.

Узнается по форме кристаллов и приуроченности к эффузивам. Запрещенная ассоциация: лейцит + кварц, так как при их реакции образуется микроклин.

Поллуцит $\text{Cs}(\text{AlSi}_2\text{O}_6)$. Это очень редкий специфический минерал сподуменовых гранитных пегматитов, которые легко узнаются по присутствию в них розового турмалина (рубеллита) и розовых литиевых слюд (лепидолита и др.). Сам поллуцит мало приметен, очень похож на кварц, но несколько отличается от него окраской, белесо-серой, как у разбавленного

Т а б л и ц а 31. Продукты изменения полевых шпатов

Исходные минералы	Изменения	Конечные минералы	Типы процессов
Плагноклазы, К-полевые шпаты	Грейзенизация	Кварц, мусковит, топаз, флюорит	Гидротермальный
Плагноклазы	Альбитизация	Альбит	
	Скаполитизация	Скаполит	
	Соссюритизация	Цоизит, кальцит, хлорит	
Плагноклазы, К-полевые шпаты	Эпидотизация	Эпидот	
	Гранатизация	Гранат	Гидротермальный, выветривания
	Пренитизация	Пренит	
	Серцитизация	Серцит	
	Цеолитизация	Цеолиты	
	Каолиннизация	Каолинит	Выветривания
	Бокситизация	Гидроксиды алюминия	

водой молока. Нужен навык, чтобы научиться определять этот минерал визуально.

Является рудой на цезий.

Нефелин $\text{Na}(\text{AlSiO}_4)$, точнее $\text{Na}_3\text{K}(\text{AlSiO}_4)_4$. Специфический главный породообразующий минерал щелочных горных пород. Определяется по трем признакам. Во-первых, на поверхностях выветривания на месте нефелина (он легко разрушается) образуются углубления, каверны по форме его зерен, сам нефелин чуть покрыт пленкой порошковатых масс вторичных минералов. Во-вторых, в свежих сколах он имеет особенный мясо-красный, гнилостно-красный, зеленый цвет и жирный блеск (его так и называют — мясной, жирный камень), и в нем нет спайности. В-третьих, вместе с нефелином часто (но не обязательно) встречаются яркие, хорошо приметные минералы — сахаровидный апатит, розовый, малиново-красный эвдиалит, коричневые титанит и астрофиллит. Зерна и выделения нефелина бесформенные, но в некоторых щелочных эффузивах и в сиенитах можно обнаружить его хорошие кристаллы четырехугольного и шестиугольного сечения.

Нефелин — это главный минерал нефелиновых сиенитов, ийолитов и их пегматитов, который используется как руда на алюминий. Его легко поначалу спутать с кварцем. Последний тверже, не выветривается, не бывает вместе с эвдиалитом, астрофиллитом. Нефелин и кварц — минералы антагонисты, где есть один, другого быть не может. Это объясняют такой условной схемой химической реакции: нефелин + кварц = альбит, или $\text{Na}(\text{AlSiO}_4) + 2\text{SiO}_2 = \text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$. Иногда нефелин путают с зеленым полевым шпатом, они отличаются по спайности.

Скаполит — серия минералов непрерывного изоморфного ряда $\text{Na}_4(\text{AlSi}_3\text{O}_8)_3\text{Cl} - \text{Ca}_4(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)_3(\text{SO}_4)$, по составу это как бы аналоги плагиоклазов с дополнительными анионами Cl^- и $(\text{SO}_4)^{2-}$, но кристаллическая структура их совсем иная. Кристаллы тетрагонально-призматические, шестоватые, столбчатые (отсюда происходит и название скаполит — столбчатый камень). Цвет белый, зеленоватый, салатный, розовый. Блеск стеклянный. Плохая спайность вдоль удлинения. Образуется в скарнах, метаморфических горных породах, обогащенных кальцием.

Канкринит $\text{Na}_3\text{Ca}(\text{AlSiO}_4)_3(\text{CO}_3) \cdot 1,5\text{H}_2\text{O}$. Минерал щелочных (нефелиновых) горных пород и щелочных пегматитов, часто образует полные и частичные псевдоморфозы по нефелину, но может кристаллизоваться и независимо от него. Образуется длиннопризматические выделения с явной спайностью по гексагональной призме. Цвет молочно-белый, розовато-белый, желто-коричневый. Блеск на спайности стеклянный, в агрегатах жирный. На поверхности легко выветривается, покрываясь

порошковатыми пленками вторичных минералов. От нефелина отличается по своей отчетливой спайности, от полевого шпата — по углу спайности.

Содалит $\text{Na}_4(\text{AlSiO}_4)_3\text{Cl}$. Образует серо-синие, чернильно-синие пятна и жилки в нефелиновых сиенитах. Является в них вторичным минералом.

Лазурит $\text{Na}_3\text{Ca}(\text{AlSiO}_4)_3(\text{SO}_4, \text{S}_2)$. Встречается в виде густо-синих, лазурно-синих пятен, гнезд, жилок, вкраплений в мраморах. Образуется в метаморфических породах как реакционный минерал по контакту мраморов с жилами гранитных пегматитов. Используется как декоративный камень и для изготовления синей краски.

Цеолиты. Это большая группа каркасных алюмосиликатов (около 40). Каркасный остов их структуры особо «рыхлый», до 50 % его объема занято большими полостями и «каналами». Они заселены крупными катионами (Ca, Na, K), способными к ионному обмену с окружающими растворами, и молекулами воды. Вода кристаллизационная, но в цеолитах в отличие от кристаллогидратов с плотной кристаллической структурой, она может удаляться из полостей без нарушения каркасного остова структуры цеолитов. Это происходит при медленном нагревании минералов или при их выветривании в жарком сухом климате. При смене условий удалившаяся вода может вновь поглотиться минералом. За свои особые свойства эта разновидность кристаллизационной воды получила название цеолитной воды. Обезвоженные цеолиты подобно губке обладают высокой сорбционной способностью. Они используются для очистки питьевой воды и понижения жесткости технических вод, для разделения органических молекул в химическом производстве (они играют роль молекулярных сит, поглощающих молекулы одного размера и пропускающих молекулы другого размера, большего, чем пустоты в минерале). Обезвоженные цеолиты используются также для отгонки азота от кислорода, для очистки природного газа перед его транспортировкой по газопроводам. Они являются прекрасным катализатором в ряде химических производств и используются как добавки к корму животных для регуляции процессов поглощения веществ в желудке животных.

Цеолиты — низкотемпературные минералы. Они образуются либо гидротермальным путем (например, за счет переработки нефелина в щелочных горных породах или отложения из растворов в пустотах, миндалинах базальтовых и других лав), либо в ходе диагенеза в осадочных, туфогенно-осадочных горных породах и туфах (как продукт разложения полевых шпатов, вулканического стекла и как цемент), либо в почвах.

Цеолиты легко узнаются в щелочных горных породах, базальтах в пустотах и трещинах, где они обычно образуют круп-

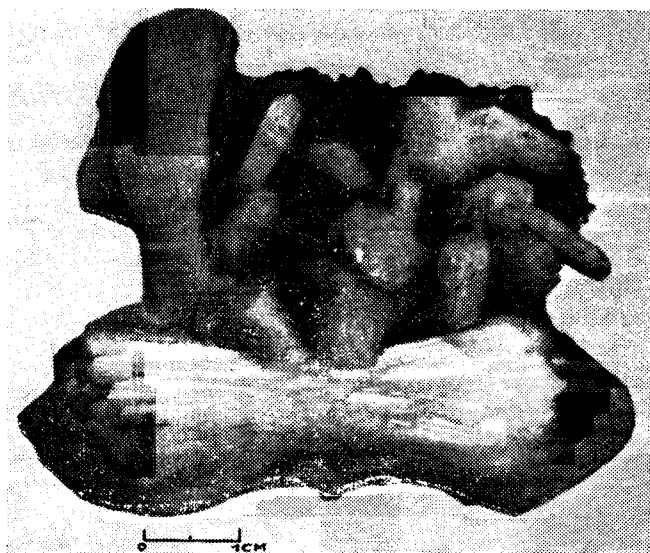


Рис. 117. Сноповидные (расщепленные) кристаллы стильбита

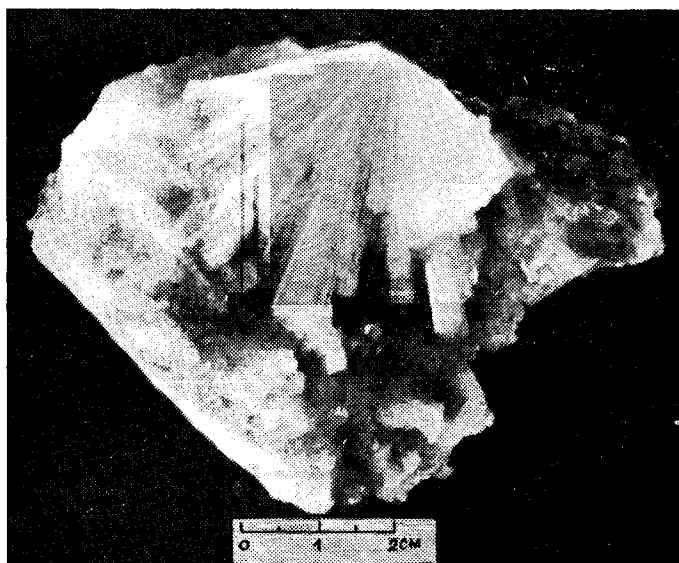


Рис. 118. Радиально-лучистый агрегат натролита

ные выделения — одиночные кристаллы, их щетки, радиально-лучистые, пластинчатые агрегаты (рис. 117, 118). Все они в чистом виде белые, с стеклянным блеском, легкие (плотность 2,1—2,2), нетвердые (3,5—5). Из них стильбит (десмин) характеризуется пластинчатыми кристаллами с совершенной спайностью по таблитчатости, их плотными щетковидными агрегатами, перламутровым блеском на плоскостях спайности. У натролита кристаллы — призматические (квадратного сечения) шестоватые, с совершенной спайностью вдоль удлинения (по двум ромбическим призмам, т. е. в четырех направлениях под углом около 45°), обычны сноповидные, радиально-лучистые сростки кристаллов. Анальцит характеризуется идеально развитыми кристаллами в форме тетрагонтриоктаэдра. Шабазит легко запоминается по форме кристаллов — это как бы чуть сдавленные по одной из осей «кубики» — ромбоэдры.

В осадочных горных породах, туфах, почвах цеолиты неузнаваемы, здесь из-за своей тонкозернистости они неотличимы от другого материала этих горных пород и имеют окраску, общую с горной породой. Но промышленное значение имеют прежде всего именно эти цеолиты, среди них особенно ценны скопления клиноптилолита. Разрабатывается и используется вся горная масса, обогащенная цеолитом. Также широко распространены в осадочных породах ломонтит и филлипсит, последний характерен для океанических осадков.

Контрольные вопросы

1. Чем определяется заряд каркаса в структуре алюмосиликатов?
2. Какова классификация полевых шпатов?
3. Каковы особенности изоморфизма и структуры распада калиевых полевых шпатов?
4. Каковы особенности изоморфизма и структуры распада плагиоклазов?
5. Что такое простые и полисинтетические двойники полевых шпатов?
6. Каковы процессы изменения полевых шпатов?
7. Что такое цеолиты, их свойства, что такое цеолитная вода?

Глава 18

СОЛИ КИСЛОРОДНЫХ КИСЛОТ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Соли кислородных кислот — это карбонаты, бораты, фосфаты, арсенаты, сульфаты, нитраты, вольфраматы, хроматы и т. п., например, CaCO_3 (кальцит и арагонит), MgHBO_3 (ашарит), SePO_4 (монацит), $\text{Co}_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ (эритрин), BaSO_4 (барит), NaNO_3 (натриевая селитра), CaWO_4 (шеелит), PbCrO_4 (крокоит). Для всех этих соединений характерно наличие в их

структуре комплексных анионов с ковалентной связью внутри аниона по донорно-акцепторному механизму. Классическими примерами комплексных анионов являются группы $(\text{CO}_3)^{2-}$, $(\text{PO}_4)^{3-}$, $(\text{VO}_3)^{3-}$. Они участвуют в структурах минералов как самостоятельные компактные группировки атомов.

Среди типичных солей кислородных кислот, а это фосфаты и арсенаты, карбонаты, сульфаты, различают:

а) кислые соли, например, CaHPO_4 — монетит, это очень редкий в природе тип вещества спорной структуры. Возможно иное написание их формул — $\text{Ca}(\text{PO}_3\text{OH})$;

б) нормальные соли — кальцит CaCO_3 , ангидрит CaSO_4 ;

в) основные соли (с ионами гидроксила) — малахит $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$, апатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$. В некоторых таких солях вместо гидроксильной группы может присутствовать анион F^- , Cl^- , O^{2-} . Например, есть апатиты составов $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ и $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$. Все соединения — соли с анионами OH^- , F^- , Cl^- , O^{2-} в минералогии называются солями с дополнительными анионами.

Кроме того, те же соли могут быть безводными и водными, т. е. с молекулами конституционной (кристаллизационной) воды. Примеры водных солей: гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, эритрин $\text{Co}_3 \times (\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Такие соединения наиболее часто образуются, когда в минерал входят несоразмерные структурные элементы — маленькие атомы металла (радиус Co^{2+} 0,082 нм, по В. М. Гольдшмидту) и крупные анионные группировки (условный радиус AsO_4^{3-} составляет 0,295 нм). Молекулы кристаллизационной воды гидратируют кобальт и превращают его в крупный катион $(\text{Co} \cdot 4\text{H}_2\text{O})^{2+}$, соразмерный с анионом. Формулу минерала можно поэтому написать так — $(\text{Co}_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}) \times (\text{AsO}_4)_3$.

Наконец, как и в общей химии, минералы могут быть простыми, двойными и сложными солями. Магнезит MgCO_3 и кальцит CaCO_3 — это простые соли, а доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ — двойная, в ней кальций и магний занимают в структуре вещества свои самостоятельные и неравнозначные позиции. Двойной (и основной) солью является, например, алунит $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$. Сложной (и основной) солью является полигалит $\text{K}_2\text{MgCa}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

ФОСФАТЫ, АРСЕНАТЫ, ВАНАДАТЫ

В кристаллических структурах минералов этого класса присутствуют тетраэдры — комплексные анионы $(\text{PO}_4)^{3-}$, $(\text{AsO}_4)^{3-}$, $(\text{VO}_4)^{3-}$. Кроме того, у ванадатов известны и другие комплексные анионы $(\text{VO}_5)^{5-}$, $(\text{VO}_6)^{7-}$, $(\text{V}_2\text{O}_8)^{6-}$ и более сложные. Во многих минералах присутствуют дополнительные анионы OH^- , F^- , Cl^- , а также молекулы кристаллизационной воды. В каче-

Т а б л и ц а 32. Фосфаты и их аналоги

Группа	Минерал	Сингония	Твердость
Амблигонита	Амблигонит $\text{LiAl}(\text{PO}_4)(\text{F}, \text{OH})$	Трикл.	6
Монацита	Монацит $\text{Ce}(\text{PO}_4)$	Мон.	5—5,5
	Ксенотим $\text{Y}(\text{PO}_4)$	Тетр.	4—5
Апатита	Апатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{OH}, \text{Cl})$	Гекс.	5
	Пироморфит $\text{Pb}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$	»	3,5—4
	Ванадинит $\text{Pb}_5(\text{VO}_4)_3\text{Cl}$	»	3
Вивианита	Вивианит $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Мон.	1,5—2
	Эритрин $\text{Co}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	»	1,5—2,5
	Аннабергит $\text{Ni}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	»	2,5—3
Скородита	Скородит $\text{Fe}(\text{AsO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Ромб.	3,5
Урановых	Торбернит $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Тетр.	2,5
слюдок	Отенит $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	»	2—2,5
	Туямунит $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Ромб.	1
	Карнотит $\text{K}_2(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	»	2—3,5
Бирюзы	Бирюза $\text{Cu}(\text{Al}, \text{Fe})_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Трикл.	5—6

стве катионов выступают Ca, Al, Fe, Cu, Co, Ni, в урановые слюдки входит комплексный катион шестивалентного урана $(\text{UO}_2)^{2+}$.

Фосфаты и их аналоги принадлежат к довольно редким минералам, главные из них перечислены в табл. 32.

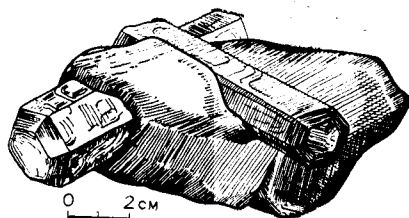
Монацит $\text{Ce}(\text{FO}_4)$. Помимо церия в минерал входят и другие редкоземельные элементы. Устанавливаются изоморфные примеси тория (изоморфизм по схемам $\text{Ce}^{3+} + \text{Ce}^{3+} \leftarrow \text{Ca}^{2+} + \text{Th}^{4+}$ и $\text{Ce}^{3+} + \text{P}^{5+} \leftarrow \text{Th}^{4+} + \text{Si}^{4+}$) в количестве до 32 % ThO_2 , урана (до 7 % UO_2) и др.

Встречается в толстотаблитчатых и изометрических коричневых одиночных редких кристаллах в гранитных пегматитах. Здесь они похожи на гранат, но отличаются наличием спайности и меньшей твердостью (5,5). Монацит в виде одиночных зерен и кристаллов отмечен в грейзенах и гнейсах. Наибольшие концентрации образует в россыпях (речных и морских), где наблюдается в песке в виде мельчайших коричневых зерен. Отсюда он добывается как руда на торий и церий.

Апатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{OH}, \text{Cl})$. Отмечаются примеси Sr (до 12 % SrO), Ce (до 12 % Ce_2O_3) и др. Сингония гексагональная. Часто образует хорошо ограниченные бесцветные, зеленые, голубые кристаллы призматического облика с гранями пинакоида по концам кристаллов (рис. 119). Встречаются в виде зеленоватых, бесцветных, голубых, черных, прозрачных и полупрозрачных зерен. Блеск от стеклянного до жирного. Твердость эталонная — 5.

Широко распространенный минерал, встречается почти во всех типах горных пород и месторождений, но в виде одиночных

Рис. 119. Кристаллы апатита в кальцитовой массе



кристаллов и зерен, обычно очень мелких (1—2 мм). Наиболее крупные и совершенные кристаллы наблюдаются в гранитных пегматитах, в мраморах, но практического значения они не имеют — их слишком мало. В промышленных концентрациях апатит встречается в щелочных (с нефелином), осадочных и метаморфических горных породах. В первых он образует частую вкрапленность зерен и их почти сплошные жилки, линзы, гнезда, мощные и протяженные залежи, где содержание апатита достигает 80 %. В осадочных горных породах апатит составляет конкреции тонкоиглочатого строения, желваки, почки. Такие горные породы называются фосфоритами, их генезис химический, биогенный или биохимический. Другой тип фосфоритов — осадочные породы с многочисленными обломками ракушек, костей и другими органическими остатками, сложенными апатитом. Дело в том, что апатит и подобные ему фосфаты кальция часто являются биогенными минералами и входят в качестве главной составной части в твердые ткани животных и человека. Наконец, имеются карстовые фосфориты, натечные, фарфоровидные массы, образующиеся химическим путем в поверхностных условиях. Во всех фосфоритах апатит представлен своей гидроксил-разновидностью с крайне незначительными химическими примесями. Третий тип промышленных месторождений апатита — это пропласты доломитов с апатитом среди гнейсов и кристаллических сланцев.

Апатит используется для получения ортофосфорной кислоты как сырье для производства суперфосфата, фосфора и других химических веществ.

Пироморфит. $\text{Pb}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$. Минерал зоны окисления галенитовых руд. Образует кристаллические корочки, мелкозернистые массы. Кристаллы апатитоподобные. Цвет зеленый, разных оттенков, иногда желтый, фиолетово-бурый. Блеск алмазный.

Группа вивианита. Объединяет три гипергенных минерала — вивианит, эритрин и аннабергит. Первый обычно образуется в торфяниках, озерных органоминеральных отложениях — сапропелях, в болотных и озерных бурых железняках и формируется в ранние этапы диагенеза первичных осадков

в восстановительной обстановке. Он также встречается в пустотах захороненных ракушек. Обычно это землистые порошковатые массы голубовато-синего цвета, реже — таблитчатые кристаллы с хорошей спайностью и перламутровым блеском, а также радиально-лучистые сростки таких кристаллов. В свежеизвлеченном состоянии он бесцветный, в атмосферных условиях быстро, на глазах, изменяет окраску на голубую, синюю, бурую, коричневую, черную за счет постепенного окисления железа, а также за счет псевдоморфного замещения другими фосфатами трехвалентного железа.

Эритрин образуется в зоне окисления шмальтина и других минералов кобальт-мышьяковых руд в виде порошковатых налетов и масс яркого розового цвета. Иногда отмечаются его лучистые кристаллы и их сноповидные сростки. Яркая окраска эритрина является хорошим поисковым признаком на месторождения кобальт-мышьяковых руд и урановых с кобальтом и мышьяком руд.

Аннабергит образуется за счет никелина и других минералов никель-мышьяковых руд. Встречается в виде ярко-зеленых налетов, пленок. Яркий зеленый цвет аннабергита является хорошим поисковым признаком на арсениды никеля.

Урановые слюдки — торбернит $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, отенит $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, карнотит $\text{K}_2(\text{UO}_2)(\text{VO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ и др. Образуются в зоне окисления урановых месторождений в виде землистых, порошковатых масс или хороших пластинчатых слюдоподобных кристаллов. Характерны яркая окраска — желтая, желтовато-зеленая, зеленая, слюдоподобная спайность и перламутровый блеск на ней. Сильно радиоактивны.

СУЛЬФАТЫ

Минералы-сульфаты являются природными солями серной кислоты, есть среди них кислые, основные, средние соли и кристаллогидраты (табл. 33). Во всех этих минералах в их кристаллической структуре имеются обособленные комплексные анионы — тетраэдры $(\text{SO}_4)^{2-}$ (рис. 120). Сульфатов в природе мало. Больше всего сульфатов железа, натрия, калия, алюминия, кальция. Самыми распространенными являются гипс, ангидрит, барит, алунит, тенардит и мирабилит. Почти все сульфаты — это экзогенные минералы. Исключение составляют барит, алунит и др.

Группа барита. В нее входят два изоструктурных минерала — барит $\text{Ba}(\text{SO}_4)$ и целестин $\text{Sr}(\text{SO}_4)$ и их промежуточные по составу разновидности. Сингония ромбическая. Кристаллы ромбо-призматического облика (рис. 121) или таблитчатые, часто прозрачные. Цвет белый, желтый, коричневый (от включений лимонита), голубой. Блеск стеклянный, жирный. Хорошо

Таблица 33. Сульфаты

Группа	Минерал	Сингония	Твердость
Барита	Барит $Ba(SO_4)$	Ромб.	3—3,5
	Целестин $Sr(SO_4)$	»	3—3,5
Ангидрита	Ангидрит $Ca(SO_4)$	»	3—3,5
	Англезит $Pb(SO_4)$	»	2,5—3
Гипса	Гипс $Ca(SO_4) \cdot 2H_2O$	Мон.	1,5
Купоросов	Эпсомит $Mg(SO_4) \cdot 7H_2O$	Ромб.	2—2,5
	Мелантерит $Fe(SO_4) \cdot 7H_2O$	Мон.	2
	Халькантит $Cu(SO_4) \cdot 5H_2O$	Трикл.	2,5
Тенардита	Тенардит $Na_2(SO_4)$	Ромб.	2—3
Мирабилита	Мирабилит $Na_2(SO_4) \cdot 10H_2O$	Мон.	1,5—2
Полигалита	Полигалит $K_2Ca_2Mg(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$	Трикл.	2,5—3
Алунита	Алунит $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$	Триг.	3,5—4
	Ярозит $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$	»	2,5—3,5
	Брошантит $Cu_4(SO_4)(OH)_6$	Мон.	3,5—4

заметна (по трещинкам и ступенчатым сколам) совершенная спайность в трех направлениях (по двум граням призмы и пинакоиду). Твердость 3,5. Высокая плотность — около 4,5.

Кроме одиночных кристаллов эти минералы встречаются в их щетках, друзах и в зернистых массах. Барит образуется в гидротермальных средне- и низкотемпературных месторождениях, целестин встречается в виде секречий в осадочных горных породах.

Минералы группы барита узнаются по тяжести, спайности. Друг от друга отличаются по условиям их нахождения в природе.

Барит используется для изготовления красок, в химической, резиновой, бумажной промышленности, для утяжеления бу-

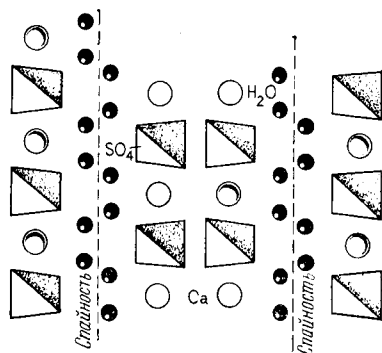


Рис. 120. Принципиальная схема структуры гипса и положение в ней плоскостей спайности

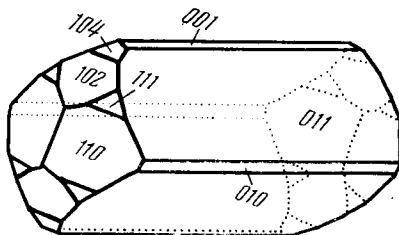


Рис. 121. Форма кристаллов барита

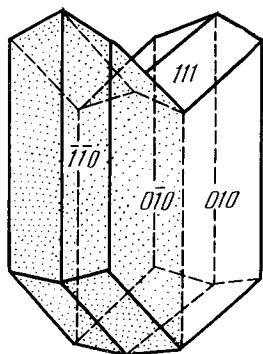


Рис. 122. Двойник гипса (ласточкин хвост)

рового раствора с целью увеличения его давления на нефтегазоносные пласты и затруднения выбросов нефти и газа при бурении скважин. Целестин используется при производстве сахара, в пиротехнике, химии и фармацевтике.

Ангидрит. CaSO_4 . Типичный минерал хемогенных осадков (эвапоритов). Слагает в толще осадочных горных пород зернистые сплошные мраморовидные (но не вскипающие от соляной кислоты) прослои разной мощности (иногда до 1000 м), ассоциирует в них с гипсом. Обнаружен во многих гидротермальных среднетемпературных месторождениях сульфидных руд в виде крупных зерен и кристаллов белого, серого, сиреневого цвета с хорошей спайностью по трем взаимноперпендикулярным пинакоидам. Также обнаружен в некоторых метаморфических горных породах. Используется как сырье для изготовления цемента и как поделочный камень.

Англезит PbSO_4 . Распространенный продукт окисления галенита. Образует плотные зернистые и натечные агрегаты, друзы, кристаллические корки. Кристаллы призматически-таблитчатые. Бесцветный, белый, серый.

Гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Сингония моноклинная. Образует уплощенные и призматические кристаллы и их характерные по виду двойники — так называемые ласточкины хвосты (рис. 122). Кристаллы бесцветные, прозрачные. Блеск стеклянный и перламутровый. Совершенная спайность по пинакoidу. В агрегатах белый, полупрозрачный, непрозрачный. Твердость в кристаллах 1,5—2, в зернистых массах до 3.

Гипс образуется как низкотемпературный гидротермальный минерал, кристаллизуется из подземных вод в песчаниках и глинах, но большая его часть выпадает в виде гидрохимических осадков на дне усыхающих водоемов — пластов, чередующихся со слоями ангидрита и каменной соли. По мере пересыщения раствора сначала осаждается гипс, затем ангидрит, потом галит. Осадочные гипсы — это мелкозернистые массивные горные породы. В них в ходе перекристаллизации образуются жилы, гнезда, жеоды хороших кристаллов гипса и его жилки параллельно-волоконистого строения. Гипс может вырастать и на поверхности усыхающих, растрескивающихся глин в виде хорошо оформленных кристаллов (их можно собирать как грибы), при росте они отталкивают, приподнимают глину, а сами вырастают чистыми.

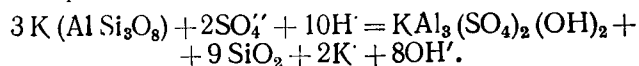
Используется для производства цемента, лепных масс, в ме-

дицине, как скульптурный камень (алебастр).

Легко узнается по форме кристаллов и их двойникам, спайности, мягкости.

Мирабилит $\text{Na}_2(\text{SO}_4) \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Типичный минерал в составе осадков, выпадающих зимой из усыхающих морских лагун и озер и вновь частично растворяющийся летом. Образует землистые, порошковатые массы, налеты слабого горько-соленого вкуса, бесцветные, желтоватые, зеленоватые. Легкий — плотность около 1,5.

Алунит $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$. Встречаются как продукт гидротермальной переработки кислых эффузивов. Его образование объясняют воздействием на эффузивы гидротермальных сернокислых растворов. Полевые шпаты, например, переходят в алунит по реакции типа



Алунит встречается в виде сплошных плотных халцедоновидных масс пестрой окраски (желтые, бежевые пятна алунита в буро-красной массе алунита и других минералов), рыхлых гипсоподобных масс, замещающих эффузивы. Твердость этих агрегатов разная — от 7 до 3. Разрабатываются как алюминиевая руда и для попутного получения поташа.

Ярозит $\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$. Минерал зоны окисления сульфидов железа. Встречается в сплошных землистых, порошковатых, зернистых массах охристо-желтого цвета. На ощупь более жирный, чем лимонит, в этом их отличие.

ВОЛЬФРАМАТЫ

К этому классу относится около 20 минералов вольфрамов и их аналогов — молибдатов. Среди вольфрамов есть типичные соли с комплексными анионами $(\text{WO}_4)^{2-}$ — тетраэдрами в их структуре (рис. 123). Таков, например, шеелит. Часть веществ имеет цепочечную структуру, есть вещества, промежуточные между двойными оксидами и солями. Главные: шеелит $\text{Ca}(\text{WO}_4)$, вульфенит $\text{Pb}(\text{MoO}_4)$, повеллит $\text{Ca}(\text{MoO}_4)$.

Шеелит CaWO_4 . Отмечается изоморфная примесь Мо. Сингония тетрагональная, кристаллы дипирамидального облика, округлые зерна, неправильные вкрапления в кварце, кальците, диопсиде. Цвет белый, кремово-желтый, зеленоватый. Блеск жирный. Твердость 4,5. Спайность есть, но обычно заметна плохо. Большая плотность — около 6.

Минерал образуется в высокотемпературных кварцевых жилах и скарнах. Разрабатывается как руда на вольфрам. Узнается с трудом. Можно спутать с кварцем по жирному блеску и

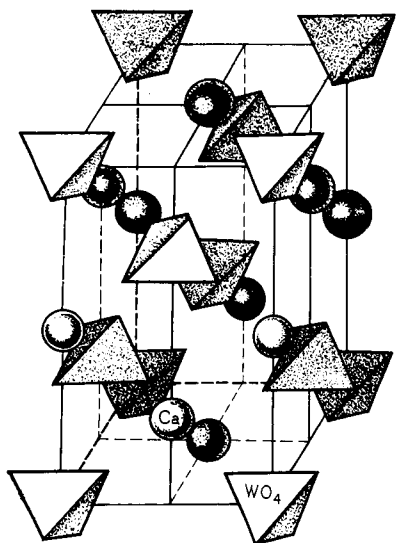


Рис. 123. Схема структуры шеелита

свинцовых руд, извлекая хром из вмещающих руду горных пород, и встречается в виде сверкающих алмазным блеском ярких оранжево-красных призматических кристаллов с продольной штриховкой, а также в виде примазок по трещинам в рудах и окружающих горных породах.

БОРАТЫ

К классу боратов относится более ста минералов разнообразной структуры, но почти всегда сходного состава. Это главным образом кальциевые и магниевые соли (кислые, нормальные, средние; водные и безводные) различных борных кислот — H_3BO_3 , HBO_2 , $\text{H}_2\text{B}_4\text{O}_7$.

В боратах известны треугольные анионные группы типа $(\text{BO}_3)^{3-}$, $(\text{BO}_2\text{OH})^{2-}$, тетраэдры типа $(\text{BO}_4)^{5-}$, $(\text{BO}_3\text{OH})^{4-}$, $(\text{B}(\text{OH})_4)^{1-}$. Структуры боратов подобно силикатам могут быть островными, цепочечными, ленточными, кольцевыми, слоистыми в зависимости от степени полимеризации анионных групп.

В природе наиболее распространены бораты кальция, магния, натрия — иньонит $\text{Ca}(\text{B}_2\text{BO}_3(\text{OH})_5) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, ашарит $\text{Mg}_2(\text{B}_2\text{O}_4\text{OH})(\text{OH})$, колеманит $\text{Ca}(\text{B}_3\text{O}_4(\text{OH})_3) \cdot \text{H}_2\text{O}$, пандермит $\text{Ca}_2(\text{B}_4\text{BO}_7(\text{OH})_5) \cdot \text{H}_2\text{O}$, гидроборацит $\text{CaMgX}(\text{B}_2\text{BO}_4(\text{OH})_3)_2$, улесит $\text{NaCa}(\text{B}_2\text{O}_5(\text{OH})_6) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Они образуются как гидрохимические осадки в составе гипсоносных и ангидритовых толщ. Эти месторождения имеют промышленное значение как источник сырья для получения бора и его соеди-

цвету, но шеелит мягче и имеет спайность. От кальцита отличается по жирному блеску, худшей спайности и отсутствию реакции с соляной кислотой. Помогает диагностировать шеелит его свойство светиться в ультрафиолетовых лучах.

ХРОМАТЫ

К классу хроматов относится около десяти минералов. Это соли хромовой кислоты с тетраэдром $(\text{CrO}_4)^{2-}$ в их структуре. Главным минералом является крокоит $\text{Pb}(\text{CrO}_4)$. Он образуется в зоне окисления

нений. Известны кроме того эндогенные минералы бора, образующиеся в скарнах — людвигит $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Fe}(\text{BO}_3)\text{O}_2$ и др., в вулканических возгонах — сассолин $\text{B}(\text{OH})_3$.

Все перечисленные минералы бора, кроме людвигита, имеют белый цвет или бесцветны. Колеманит образует шестоватые полупрозрачные кристаллы со спайностью вдоль удлинения и со стекляннм блеском, гидроборацит обычен в виде радиально-лучистых агрегатов, улексит образует игольчатые массы. Пандермит и ашарит встречаются в виде белых тонкозернистых плотных (пандермит) или порошковатых (ашарит) агрегатов. Иньбит часто имеет облик полупрозрачных ромбодрических кристаллов, в изломе похожих на лимонную кислоту. Все эти минералы обычно встречаются совместно. Людвигит имеет черный цвет, образует радиально-лучистые агрегаты, часто чуть припорошен белым порошком вторичного ашарита.

КАРБОНАТЫ

К минералам карбонатов относятся соли угольной кислоты, чаще всего соли кальция, магния, натрия, меди и др. (табл. 34). Всего в этом классе известно около 100 минералов. Некоторые из них очень широко распространены в природе, например, кальцит и доломит.

В структурах всех карбонатов четко выделяется обособлен-

Т а б л и ц а 34. Главнейшие минералы класса карбонатов

Группа	Минерал	Сингония	Твердость
Кальцита	Кальцит CaCO_3	Триг.	3
	Родохрозит MnCO_3	»	3,5—4,5
	Магнезит MgCO_3	»	4—4,5
	Сидерит FeCO_3	»	3,5—4,5
	Смитсонит ZnCO_3	»	5
Доломита	Доломит $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{CO}_3)_2$	»	3,5—4
	Арагонит CaCO_3	Ромб.	3,5—4
	Витерит BaCO_3	«	3—3,5
	Стронцианит SrCO_3	»	3,5—4
	Церуссит PbCO_3	»	3—3,5
Малахита	Малахит $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$	Мон.	3,5—4
	Азурит $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$	»	3,5—4
Редкоземельных карбонатов	Бастнезит $\text{Ce}(\text{CO}_3)\text{F}$	Триг.	4—4,5
	Паризит $\text{Ce}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_3\text{F}_2$	»	4,5
Содалы	Натрит Na_2CO_3	Мон.	—
	Нахколит NaHCO_3	»	2,5
	Натрон $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	»	1—1,5
Шортита	Шортит $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$	Ромб.	3

ный треугольный радикал $(\text{CO}_3)^{2-}$, известны также минералы с добавочными анионами OH^- , F^- , Cl^- , O^{2-} . Особыми соединениями являются минералы смешанного состава (карбонатосульфаты, карбонато-фосфаты), например, тихит $\text{Na}_6\text{Mg}_2(\text{SO}_4)(\text{CO}_3)_4$ и др.

Многие из широко распространенных карбонатов, в особенности же кальцит, магнезит, сидерит, доломит, имеют сходные черты морфологии кристаллов, близкие физические свойства и встречаются в одинаковых агрегатах. Поэтому бывает трудно, а порой невозможно различить их по внешним признакам, твердости, спайности. Издавна используется простой прием диагностики карбонатов по характеру их реакции с соляной кислотой. Для этого наносят каплю разбавленной (1:10) кислоты на зерно карбоната. Кальцит реагирует активно, и капля раствора вскипает от выделяющихся пузырьков CO_2 , доломит реагирует слабо, только в порошке, а магнезит — при нагревании. Надежные результаты дают следующие лабораторные исследования: точное определение значений их показателей преломления; проведение микрохимических реакций на отполированных пластинках пород с реактивами, красящими разные минералы в различные цвета; термический анализ (определение температуры диссоциации минерала, у каждого карбоната она своя); рентгеновские исследования.

Кальцит CaCO_3 . Изоморфные примеси Mg , Fe , Mn . Поэтому более полная формула $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Mn})\text{CO}_3$, пределы изоморфной смесимости видны из рис. 65. Сингония минерала тригональная. Главные особенности кристаллической структуры можно изобразить на модели в виде ромбоэдра — сжатого по оси L_3 куба (рис. 124). В вершинах и центрах граней размещаются атомы кальция посередине ребер и в центре ромбоэдра — плоские радикалы $(\text{CO}_3)^{2-}$. Все анионные комплексы ориентированы параллельно друг другу, обуславливая резкую анизотропию строения кристаллической решетки минерала и его оптических свойств. Проходя через такую структуру перпендикулярно к оси L_3 свет максимально поляризуется и распадается на два луча с разной скоростью их распространения в кристалле, и, значит, с разным показателем преломления (см. рис. 48). По сравнению с другими минералами это свойство выражено в кальците наиболее сильно, так что даже его тонкие пластинки отчетливо раздваивают изображение. Но есть одно направление в кристалле кальцита — его оптическая ось, вдоль которого не происходит двойного лучепреломления. Это ось L_3 .

Кальцит встречается в друзах и одиночных кристаллах разной формы — ромбоэдрических, призматических, пластинчатых и более сложных (рис. 125, 126). Он обычен и в сплошных массивных зернистых массах, в виде зернистых прожилков,

гнезд и отдельных бесформенных вкраплений. Кристаллы и зерна прозрачные, полупрозрачные. Цвет белый, изредка розоватый (от изоморфных примесей марганца), голубоватый (от изоморфных примесей стронция), а при загрязнении другими минералами — серый, ржавый, черный и т. п. Совершенная спайность в трех направлениях (по ромбоэдру, рис. 127). Блеск стеклянный, матовый, иногда (на плоскостях спайности) перламутровый. Твердость эталонная — 3.

Главные массы кальцита образуются хемогенным или органогенным путем в виде осадочных горных пород (рис. 128). При этом хемогенные кальциты, выпавшие в теплых морях, являются высокомагнезиальными, при эпигенетических преобразованиях они превращаются в агрегат чистого кальцита с примесью зерен доломита. При региональном метаморфизме кальцит превращается в мрамор. Кроме того, он образуется в скарнах, в средне- и низкотемпературных гидротермальных месторождениях.

Известняки и мраморы используются как строительный материал, для известкования почв, получения извести, как статурный камень.

Прозрачные кристаллы кальцита (исландский шпат) являются ценнейшим оптическим сырьем.

Родохрозит $MnCO_3$. Обычно встречается в зернистых массах и сферолитовых агрегатах, изредка — в ромбоэдрических кристаллах. Диагностируется по светло-розовому цвету, но нередко имеет белый, серый, зеленовато-серый цвет и тогда трудно отличим от кальцита и доломита. Образуется как минерал осадочных месторождений марганца и некоторых гидротермальных месторождений.

Магнезит $MgCO_3$. Крайний член изоморфного ряда магнезит — сидерит. Встречается в перекристаллизованных, переработанных гидротермальными растворами доломитах в виде сплошных масс зернистого сложения с пятнистой бело-серой окраской. Также образуется в гнездах и прожилках в серпентинитах в виде белых плотных фарфоровидных масс. Твердость 4. Используется как руда на магний и как огнеупорный мате-

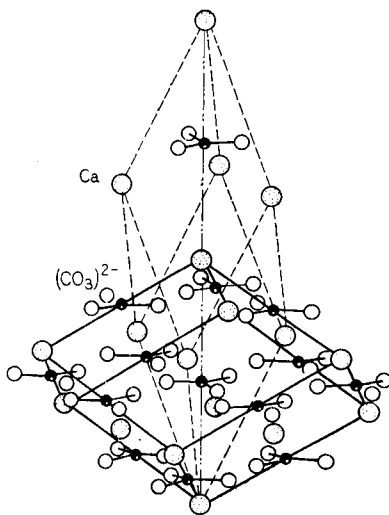


Рис. 124. Схема структуры кальцита

риал. Узнается с трудом. Нужен навык для его верной диагностики.

Сидерит FeCO_3 . Крайний член изоморфного ряда сидерит — магнезит. Встречается в виде коричнево-бурых ромбоэдрических (чечевицеобразных) кристаллов с сильным стекляннным (металловидным) блеском и в виде зернистых масс в гидротермальных среднетемпературных месторождениях. Основная масса сидерита образуется хемогенным путем в осадочных породах, на стадиях позднего эпигенеза сидерит перекристалли-

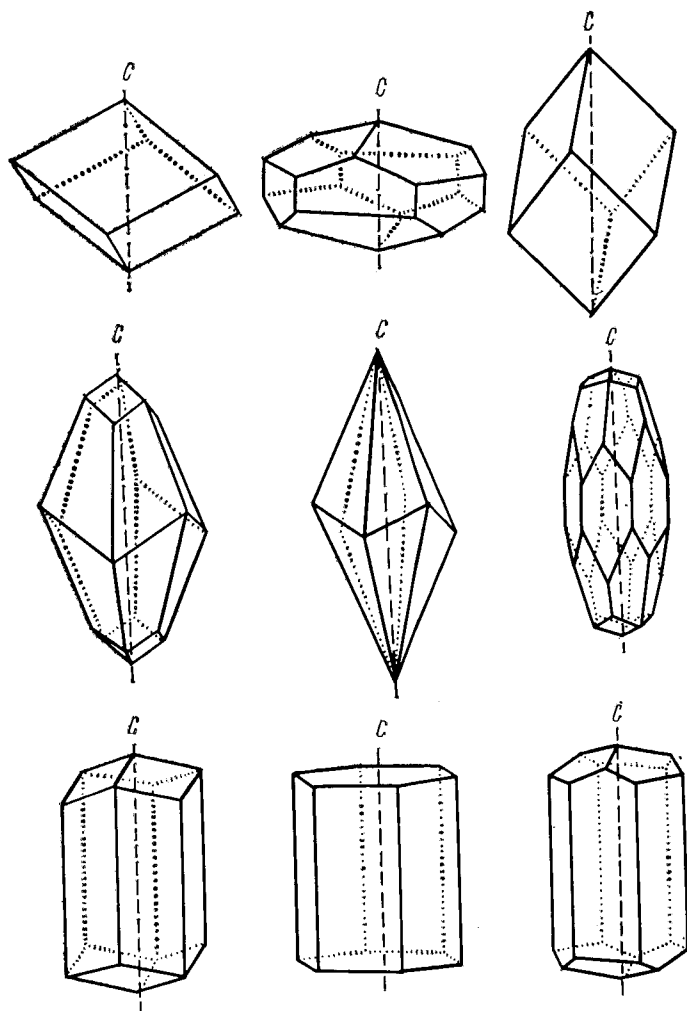


Рис. 125. Кристаллы кальцита

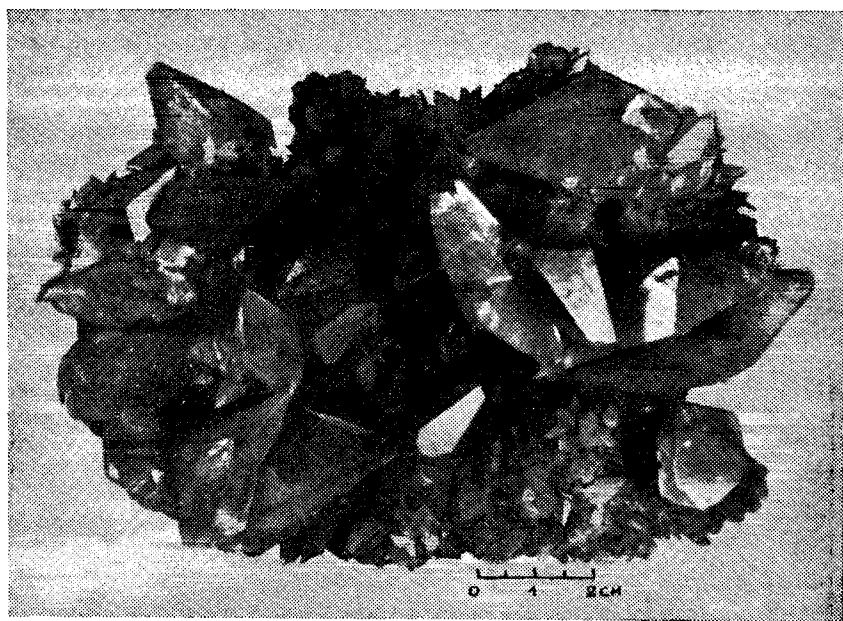


Рис. 126. Агрегат скаленоэдрических кристаллов кальцита

зовывается с образованием конкреций. Является рудой на железо.

Легко узнается по ржавому цвету (но неокисленные зерна и кристаллы белые), плотности (около 4).

Смитсонит ZnCO_3 . Вторичный минерал, продукт окисления сфалеритовых руд. Встречается в натечных, почковидных землистых массах, реже в кристаллах белого, зеленоватого, бурого цвета.

Доломит $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{CO}_3)_2$. Двойная соль кальция и магния с изоморфной примесью железа в позициях магния вплоть до образования минерала состава $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$. Имеет облик ромбоэдрических, иногда искривленных кристаллов и сплошных зернистых масс. Цвет белый, коричневато-серый, ржавый. Твердость 4. Спайность, блеск, как у кальцита.

Образуется в средне- и низкотемпературных гидротермальных месторождениях в осадочных толщах. В осадочных породах он является первичным минералом лишь в редких случаях его кристаллизации из высокосолёных (более 15 %) вод в лагунных водоемах. Чаще образуется за счет поздней эпигенетический перекристаллизации магниезального кальцита с распа-



Рис. 127. Характер спайности в кальците

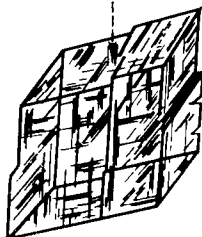
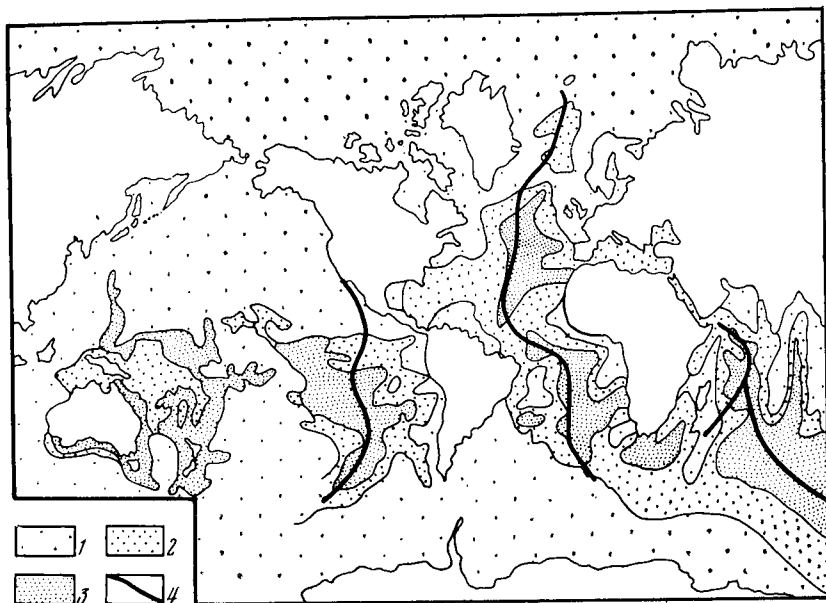


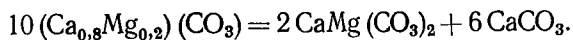
Рис. 128. Карта распределения CaCO_3 в донных осадках.

Наблюдается связь количества CaCO_3 в осадках со срединно-океаническими хребтами.

1—3 — распределение CaCO_3 в донных осадках (1 — <25 %, 2 — 25—75 %, 3 — >75 %), 4 — срединно-океанические хребты

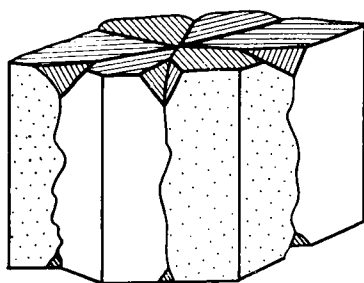


дом его на две фазы — доломит и кальцит, например, по такой схеме:



Доломитовые породы используются как флюс, огнеупорный материал, строительный камень и в сельском хозяйстве для известкования кислых почв доломитовой мукой. Узнается с трудом. Даже при большом навыке часто его невозможно визуально отличить от кальцита, магнезита, сидерита. В этих случаях выполняются специальные лабораторные исследования.

Рис. 129. Тройник арагонита



Церуссит PbCO_3 . Вторичный минерал, продукт окисления свинцовых руд. Образует тонкозернистые, плотные, тяжелые массы серого, полосчатого-серого цвета, а также встречается в отдельных кристаллах и их двойниковых сростках. Кристаллы, полупрозрачные, серовато-белые, с алмазным блеском на гранях и жирным — в изломе. Излом обычно неровный или раковистый. Руда на свинец.

Арагонит CaCO_3 . Сингония минерала ромбическая. Одиночные кристаллы таблитчатые или призматические, но они почти всегда образуют тройниковые сростки правильных шестиугольных очертаний с входящими углами и свиями по стыкам кристаллов (рис. 129). Встречается также в виде оолитов (гороховый, икряной камень), стеблевидных агрегатов (железные цветы), натечных масс, в виде тончайших пластинок в составе перламутра. Цвет белый, желтовато-белый, серый. Блеск стеклянный, жирный. Твердость 3,5—4.

Образуется в отложениях минеральных источников, в зоне окисления сульфидных руд и корях выветривания, в морских хемогенных осадках и карстовых пещерах. Наиболее часто связан с биогенными процессами и входит в состав раковин многих моллюсков, костей ряда животных. В перламутре слои арагонита чередуются со слоями кальцита и органического вещества — конхиалина.

Малахит $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$. Минерал зоны окисления халькопирита и других сульфидов меди вблизи с мраморами. Образует натечные, почковидные, радиально-лучистые, гроздевидные агрегаты, пленки, примазки по трещинам и в пустотах. Часто встречается в псевдоморфозах по самородной меди, куприту, азуриту. Цвет ярко-зеленый, в почковидных массах характерно чередование более светлых и более темных зеленых зон и голубых прослоев хризоколлы. Блеск стеклянный, матовый, шелковистый.

Используется как краска и как ценный (и теперь очень редкий) декоративный и поделочный камень. Входит в состав медных руд.

Азурит $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$. Встречается вместе с малахитом в виде зернистых, кристаллических агрегатов и потеков темно-синего и голубого цвета. Используется как синяя краска. Является компонентом медных руд.

Контрольные вопросы

1. Каковы примеры комплексных анионов и кристаллических структур минералов — солей кислородных кислот?
2. Что такое минералы — кислые, нормальные, основные, водные и безводные соли?
3. Каков химический состав апатита, где он образуется, как используется?
4. Какие из арсанатов являются поисковыми признаками на кобальтовые и никелевые руды?
5. Какой из сульфатов является рудой на алюминий, как она образуется?
6. Как шеелит отличить от кварца и кальцита?
7. Чем определяется сильное двупреломление кальцита?
8. Как образуется кальцит, в чем выражается его типоморфизм?

Глава 19

ГАЛОГЕННЫЕ И ПРОЧИЕ СОЕДИНЕНИЯ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГАЛОГЕННЫХ СОЕДИНЕНИЙ

К типу галогенных соединений относится около 100 минералов. Это соли кислот HCl , HF , NBr , HI . Например NaCl (галит), NaF (виллиомит), AgBr (бромаргирит), AgI (йодаргирит). Состав этих веществ очень разнообразен. Имеются двойные и тройные соли типа K_2PbCl_4 (псевдокотунит) или $\text{K}_3\text{NaFeCl}_6$ (риннеит). Бывают минералы — кристаллогидраты, например, такого состава: $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ или $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (бишофит), $\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (карналлит) и т. п. Особый тип соединений — это оксигалогенные и гидроксидгалогенные вещества. Таковы минералы состава Mg_2ClO , $\text{PbCl}(\text{OH})$ и др.

В структурном отношении все минералы этого типа являются существенно ионными соединениями и чаще всего кристаллизуются в кубической сингонии. Особо выделим структуры фторидов кремния типа Na_2SiF_6 (малладрит), в них кремний занимает позицию в центре октаэдров $(\text{SiF}_6)^{2-}$, т. е. имеет редкое для него координационное число 6.

Тип галогенных соединений разбит на пять классов — фториды, хлориды, бромиды, иодиды, оксигалогенные соединения. К фторидам относятся минералы групп виллиомита NaF и др., флюорита CaF_2 и др., криолита Na_3AlF_6 и др., селлаита MgF_2 и др. Среди хлоридов выделяют группы нашатыря

NH_4Cl , галита (NaCl — галит и KCl — сильвин), хлораргирита AgCl и др., бишофита $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, атакомита $\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$, карналлита $\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ и др.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МИНЕРАЛАХ

Флюорит. CaF_2 . Иногда содержатся изоморфные примеси редких земель (Ce, Y и др.), входящие в минерал по сложным схемам изоморфизма: $\text{Ca}^{2+} \leftarrow \text{Y}^{3+} + \text{F}^-$ (фтор размещается в межузельном пространстве, в пределе возможно вещество YF_3) и $2\text{Ca}^{2+} \leftarrow \text{Ce}^{3+} + \text{Na}^+$ (в пределе возможно вещество $\text{Ce}_{0,5}\text{Na}_{0,5}\text{F}_2$). Сингония кубическая. Кристаллы в виде октаэдров, кубооктаэдров, кубов, от прозрачных до непрозрачных. Часто флюорит образует сростки, друзы, радиально-шестоватые, зернистые агрегаты, пленки по трещинам, вкрапления отдельных зерен. Цвет белый либо чернильно-синий, зеленый, фиолетовый (от примесей редких земель, они входят в минерал с появлением центров окраски). Блеск на гранях стеклянный, в изломе и агрегатах жирный. Твердость эталонная — 4. Спайность совершенная по октаэдру, по четырем плоскостям (рис. 130). На сколах больших кристаллов часто видны трещины спайности, пересекающиеся под углами 60° . Минерал обычен в виде вкраплений и небольших кристаллов в грейзенах и высокотемпературных гидротермальных месторождениях. Особо большие скопления, сплошные зернистые и радиально-лучистые агрегаты образуются в некоторых средне- и низкотемпературных гидротермальных месторождениях, из которых добывается в качестве флюса и сырья для химической промышленности. Известны месторождения прозрачных крупных однородных кристаллов флюорита в виде скоплений и друз

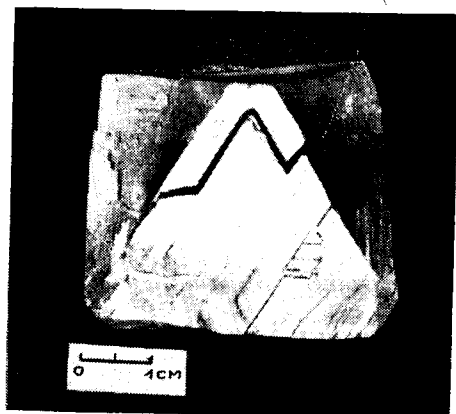


Рис. 130. Спайный выкол флюорита

в пустотах гранитных пегматитов. Такие кристаллы являются ценным оптическим сырьем. Встречаются в небольшом количестве в известняках и мраморах.

Легко узнается по форме кристаллов, их разнообразной окраске, спайности. Иногда — в шестоватых агрегатах поначалу студенты принимают его за кальцит, но у флюорита более жирный блеск, более «мокрый вид». Тонкозернистые фарфоровидные (халцедоновидные) массы белого флюорита по блеску можно случайно спутать с кварцем, но они резко отличны от кварца по твердости.

Галит NaCl . Сингония кубическая, структура образована близкой к плотнейшей упаковке хлора с натрием в октаэдрических пустотах. Кристаллы в виде кубов и кубооктаэдров (прозрачные до полупрозрачных) встречаются на стенках промоин в соляных отложениях, на стенках, деревянной крепи соляных шахт, на стенках кратеров вулканов, в отложениях самосадочной соли. Обычно же образует зернистые массивные и слоистые агрегаты, слагающие пропласты в осадочных горных породах. Цвет белый, иногда пятнами чернильно-синий (за счет появления в кристаллах галита центров окраски при изоморфизме типа $\text{Na}^+ \leftarrow \text{Na}^0$). Блеск стеклянный, жирный. Твердость 2. Совершенная спайность по кубу.

Является хомогенным осадком замкнутых заливов морей и озер. Такие осадочные горные породы называются каменной солью. В незначительных количествах галит образуется как продукт вулканических возгонов.

Значение соли в жизни человека общеизвестно. В химической промышленности из нее получают соду, соляную кислоту, металлический натрий, едкий натр, хлор. Она широко применяется в металлургии, электротехнике.

Сильвин KCl . Сингония кубическая. Кристаллы в виде куба. Встречается в составе соляных отложений в сплошных зернистых скоплениях грязно-бурого, красного цвета. От галита отличается по горько-соленому вкусу. Образуется в тех же условиях, что галит. При усыхании озер выпадает в осадок последним. Используется как сырье для получения калийных удобрений и производства различных калийных препаратов для медицины, парфюмерии, фотографии.

Карналлит $\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Встречается в сплошных зернистых массах. Белый, бесцветный, иногда розовый. Очень гигроскопичен. Имеет особый горько-соленый вкус. Образуется в составе соляных осадочных пород. Является важной рудой на калий и магний и сырьем для производства калийных удобрений.

ПРОЧИЕ СОЕДИНЕНИЯ

Кроме охарактеризованных выше типов химических соединений в мире минералов встречаются также редкие для него вещества, образующиеся в особых, экзотических геологических условиях. Это карбиды (их четыре — например, когенит Fe_3C), силициды (их два — например, FeSi), нитриды (их семь — например, осборнит TiN), фосфиды (их два — например, Fe_2NiP), твердые углеводороды (их три — например, карпатит C_2H) и органические соединения (их около 20).

Природные органические соединения кристаллической структуры — образуются по трещинам в углях, торфах, в песках и битуминозных сланцах, в составе гуано, в других гипергенных образованиях. По своей химической природе это: во-первых, соли щавелевой кислоты — оксалаты кальция, калия, железа, натрия, магния, алюминия; во-вторых, соли уксусной кислоты — ацетаты кальция, натрия, алюминия; в-третьих, азотистые органические соединения — урицит и др.

Глава 20

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЗЕМЛИ

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ МИНЕРАЛОВ В РАЗНЫХ ГЕОСФЕРАХ

Оценки распространенности минералов в космическом пространстве и разных геосферах давались разными последователями. Трудно отдать предпочтение какой-либо из них. Количественный состав наиболее обоснованно оценён для земной коры, характеристики минерального состава других геосфер пока даются приблизительно.

Минералогия космического окружения Земли включает в себя, как указывал в 1962 г. Д. П. Григорьев, следующие разделы: минералогия планет и астероидов, минералогия метеоритов, минералогия комет, минералогия космической пыли. Космическая пыль является обязательным компонентом среды, в которой движутся планеты, а в их числе и Земля. Концентрация частиц в этой «пыли» составляет в среднем около единицы на 10 км^3 . По результатам спектроскопических исследований предполагается, что частицы космической пыли представлены ромбическим пироксеном и оливином, возможны графит, алмаз, кристаллические ароматические углеводороды.

Минералогия атмосферы изучена также слабо. Как отмечал Н. П. Юшкин в 1982 г., минералы в атмосфере находятся в тонкодисперсном состоянии и образуют аэрозоль. Главным мине-

ралом является лёд, к числу других минералов относятся мельчайшие (от долей микрометра до 1—2 мм) частицы кварца, полевых шпатов, кальцита, хлорита, биотита, мусковита, гидробиотита, гидромусковита, каолинита, монтмориллонита, циркона, апатита, железные, железомарганцевые, железоникелевые шарики. Источники минеральных частиц в атмосфере разные: космический, экзогенный (главным образом эоловое выветривание), вулканогенный, техногенный. Концентрация атмосферного аэрозоля неравномерна в пространстве и динамична во времени. Над океаном максимальная концентрация минеральных частиц отмечается в главном потоке на высоте 3—4 км.

В атмосфере Земли постоянно присутствует 1—2 млн т космической пыли, удобными объектами для ее извлечения и изучения являются океанические красные глины (скорость их роста 1 мм за 1000 лет, поэтому в них велика концентрация космической пыли) и ледники. Наиболее распространенной формой этого материала на Земле являются космогенные шарики — стеклянные, силикатные, металлические, магнетитовые. В таких шариках обнаружены магнетит, иоцит, камасит, шрейберзит, треворит, гематит и некоторые силикаты.

Минеральный состав гидросферы, по Н. П. Юшкину, в общих чертах тот же, что и у атмосферы. Источники поступления вещества те же. Минералы находятся во взвешенном состоянии в виде взвесей, суспензий, гидрозолей, гелей или в составе живых организмов.

Минеральный состав земной коры можно оценить по данным распределения главных горных пород в земной коре и их составу, но значения этих исходных данных различны у разных авторов, а их достоверность проверить трудно. Приведем содержания (в %) минералов в земной коре, которые дал в 1982 г. Н. П. Юшкин: силикаты 75; оксиды и гидроксиды 17; хроматы 3,35; карбонаты 1,70; сульфиды 1,15; фосфаты 0,70; сульфаты 0,50; прочие 0,60. Интересны цифры распределения (в %) этого множества минералов по сингониям, опубликованные в 1985 г. И. И. Шафрановским: триклинных и моноклинных минералов 37,9; ромбических 23,0; тетрагональных 9,5; тригональных 9,9; гексагональных 7,4; кубических 12,3. Эти величины практически не меняются за последние сто лет, несмотря на продолжающиеся открытия новых минералов. По мнению И. И. Шафрановского в этом скрыт, видимо, особый закон гармонии минерального мира.

Минеральный состав верхней мантии определяют, во-первых, по составу ксенолитов глубинных пород, выносимых кимберлитами, щелочными базальтоидами и др., во-вторых, по косвенным петрологическим и геофизическим данным. С глубин, по-видимому, около 80 км на поверхность поступают обломки в составе щелочных базальтоидов — это ксенолиты главным об-

разом шпинелевых перидотитов (до 80 %) и других ультраосновных горных пород, в небольшом количестве (2—5 %) встречаются ксенолиты эклогитов гранато-пироксено-плагноклазового состава. Приведем перечень минералов всех этих пород: оливин, ромбический пироксен (энстатит и др.), моноклинный пироксен (хром-диопсид и авгит), шпинель, амфибол, титан-флогопит, плагноклаз, апатит. С несколько больших глубин (до 130 км и более) выносятся ксенолиты в составе кимберлитов. Среди них наиболее распространены шпинелевые и гранатовые перидотиты и эклогиты, в их составе установлены оливин, ромбический пироксен (энстатит-гиперстен), моноклинный пироксен (диопсид омфацитового типа), пироп, хромит, флогопит, алмазы. Особенно интересны микровключения в самих алмазах — это оливин, хромовый пироп, пироп-альмандин, хромит, энстатит, диопсид, омфацит, рутил, ильменит, магнетит, корунд, пирротин, циркон, санидин, флогопит, биотит.

Физико-химические расчеты показывают, что с глубиной происходит фазовое превращение оливина $Mg_2(SiO_4)$ в вещество шпинелевой структуры $SiMg_2O_4$, а пироксен превращается в «гранат» по схеме $2Mg_2(Si_2O_6) \rightarrow Mg_3(MgSi)_2(SiO_4)_3$. На глубине около 650 км шпинелевая фаза, вероятно, распадается на смесь $(Mg, Fe)O$ (структура $NaCl$) и $MgSiO_3$ (структура перовскита).

Проблема окончательного выяснения минерального состава разных геосфер очень сложна и пока неразрешима. В самых общих чертах сводную картину минерального состава геосфер дал в 1981 г. А. Е. Рингвуд. Он привел следующие содержания (в %):

А. Гранитно-метаморфический слой континентальных участков земной коры (от 0 до 4—15 км)

Щелочные полевые шпаты (главным образом, микроклин)	31,0
Плагноклазы	29,2
Кварц	12,4
Пироксены (главным образом, моноклинные)	12,0
Рудные минералы	4,1
Биотит	3,8
Оливин	2,6
Роговая обманка	1,7
Мусковит	1,4
Апатит	0,6
Хлорит и серпентин	0,6
Нефелин	0,3
Титанит	0,3

Б. Гранулитно-базитовый слой земной коры (до 30—50 км под континентами и до 10—12 км под океанами)

Роговая обманка	33,0
Моноклинные пироксены	20,6

Полевые шпаты	14,0
Кварц	11,9
Гранаты	9,5
Эпидот	5,8
Кианит	4,4
Рудные минералы	0,9

<i>В. Верхняя мантия (от раздела Мохоровичича до 400 км)</i>	
Оливин (форстерит 89)	57,0
Ромбический пироксен	17,0
Омфацит	12,0
Гранат, обогащенный пиропом	14,0

<i>Г. Переходная зона мантии (до 500—550 км)</i>	
Шпинелевая фаза $\text{Si}(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{O}_4$	57,0
Гранатовая фаза	43,0

<i>Д. Мантия (на глубинах 600—800 км)</i>	
Периклаз	29,0
Сташовит	22,0
Фаза типа ильменита $\text{MgSiO}_3-(\text{Al}, \text{Cr}, \text{Fe})\text{AlO}_3$	24,0
Фаза типа перовскита $(\text{Co}, \text{Fe})\text{SiO}_3$	23,0
Фаза типа феррита кальция NaAlSiO_4	2,0

<i>Е. Нижняя мантия (до 1000—2900 км)</i>	
Фаза типа перовскита $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe})(\text{SiO}_3)$	?
Фаза типа периклаза $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$	?
Фаза типа феррита кальция NaAlSiO_4	?
Фаза типа феррита кальция $(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{Al}, \text{Cr}, \text{Fe})_2\text{O}_4$	?

Цифры, приведенные для мантии на глубинах 600—2900 км, сомнительны. Согласно четвертому началу термодинамики, по А. Ф. Капустинскому, эта геосфера отвечает зоне вырожденного химизма, в ней под действием давления начинается деструкция внешних электронных оболочек атомов. Далее, с глубиной около 2900—3000 км и до центра протягивается зона нулевого химизма, здесь за счет деструкции электронных оболочек полностью сnivelировались индивидуальные химические свойства элементов и существует единый металл, или, иными словами, независимое от природы химических элементов единое и общее по свойствам металлическое состояние материи. Если этот постулат термодинамики и выводы из него верны, то в глубоких горизонтах мантии и ядре нет веществ, которые соответствовали бы по своей природе химическим соединениям типа привычных для нас минералов.

Таковы сведения и представления о распространенности минералов в различных геосферах. Общий минеральный состав Земли в целом остается неустановленным.

ЭВОЛЮЦИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ НА ЗЕМЛЕ

Проблемы эволюции образования минералов в истории Земли были рассмотрены в 1979—1983 гг. А. Г. Жабиным. Он выделил три главных последовательных космоцикла, в ходе которых формируются три неравнозначных совокупности минералов;

1) первичная совокупность (предыстория развития минерального мира) — это минералы древних «метеоритовых» фрагментов, аккумулярованных протосолнечной туманностью;

2) вторичная совокупность (ранняя история развития минерального мира) — это первые стадии консолидации планет Солнечной системы, астероидов, спутников.

Расчеты, выполненные в 1974 г. Дж. Ларимером и Л. Гроссманом, показывают, что в ходе понижения температуры солнечного газа, падения давления и конденсации вещества самыми первыми твердыми фазами (т. е. как бы минералами) могли бы быть оксиды (корунд, перовскит, шпинель) и силикат меллитит, затем должны бы образоваться самородные металлы (железо, никель), далее — силикаты железа, магния, кальция и наконец — сульфиды, H_2O , N . Но это чисто расчетные данные;

3) третичная (земная) совокупность — это минералы дифференцирующего вещества Земли, возникшие в последние, вероятно, 4,7 млрд лет. В развитии Земли А. Г. Жабин выделяет три этапа образования минералов: метеоритный, базальтовый и коровый.

В метеоритный этап список минералов составляет примерно 40—50 видов, в количественном отношении резко преобладают металлическое железо, камасит, тэнит, оливин, пироксены. В целом список минералов соответствует минеральному составу метеоритов всех возрастов, в том числе и наиболее древних, металлических. В них установлены следующие главные минералы:

Семейство метеоритов

Наборы главных минералов

Хондриты

Энстатит, никелистое железо
Оливин, бронзит, никелистое железо
Оливин, гиперстен, никелистое железо
Оливин, пижонит
Серпентин — хлорит

Ахондриты

Энстатит
Гиперстен
Оливин
Оливин, пижонит, никелистое железо
Авгит
Диопсид, оливин
Пироксен, плагиоклаз

Железокаменные

Оливин, никелистое железо
Ромбический пироксен, никелистое железо
Ромбический пироксен, оливин, никелистое железо

В «базальтовый» этап развития Земли список минералов увеличивается за счет появления на Земле, Луне и, вероятно, на других планетах Солнечной системы магматических базальтов. Основные минеральные виды из вновь появившихся тогда на Земле — это полевые шпаты (резко преобладают плагиоклазы). Поскольку многими исследователями допускается, что Луна демонстрирует этот этап развития Земли, приведем полный список минералов, встреченных на Луне.

Главные минералы ($>10\%$): пироксены, плагиоклазы, оливины, ильменит.

Второстепенные минералы ($1-10\%$): кристобалит, тридимит, пироксферроит.

Акцессорные минералы ($<1\%$): железо, медь, графит; муассанит, шрейберзит, когенит; троилит, маккинавит, пентландит, кубанит, халькопирит, борнит (?), молибденит, нинингерит; бадделеит, корунд, гематит, пирохлор, армолколит, псевдоармолколит, магнетит, шпинель, ульвошпинель, хромит, магнезиохромит, перовскит, псевдобрукит, циркелит; гётит, акаганеит; кварц, санидин, калиевый полевой шпат, циркон, торит (?), гранаты, кордиерит, титанит, амфиболы, транквиллитинит, гелинит, мелилит (?), окерманит; арагонит.

В начале корового этапа число минералов Земли составляло не более 200—300 минеральных видов. Как отмечает А. Г. Жабин, гравитационная дифференциация планеты, дегазация мантии, генерация воды, пресноводные, а затем соленосные океаны, бескислородная, а затем и кислородная атмосфера — все эти процессы благоприятствовали росту и ветвлению древа минеральных видов, в корнях которого были минералы метеоритного и базальтового этапов. Происходит массовая глубинная генерация полевых шпатов, слюд, кварца и образование гипергенных и близповерхностных минералов — хлорита, серпентина, каолинита, гематита, карбонатов, галоидов и др.

Статистические наблюдения и их обобщения, выполненные Д. В. Рундквистом, Ю. Б. Мариным, Ф. А. Летниковым в начале 70-х годов, позволили наметить две главные тенденции в эволюции мира минералов. Во-первых, в сходных геологических условиях общее число минеральных видов растет от древних образований к молодым. Во-вторых, все более усложняется элементный химический состав минералов и их кристаллические структуры (одновременно снижается их симметричность).

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ЭПОХИ И ПРОВИНЦИИ

Простая констатация связи минералов с определенными геологическими эпохами и объектами уже давно не удовлетворяет геологов и экономистов. Ориентировочные цифры, взятые из американской Минералогической энциклопедии за 1975 г., хорошо иллюстрируют неравномерность распределения минерального сырья по странам (% от мировых запасов):

Бокситы	— Австралия (32), Гвинея (23), Ямайка (6), США (0,5), прочие (38,5)
Железо	— Бразилия (15), Канада (12), Австралия (10), США (2), прочие (61)
Кобальт	— Заир (28), Новая Каледония и Австралия (27), Замбия (14), прочие (31)
Марганец	— ЮАР (37), Австралия (6), Габон (4), прочие (53)
Медь	— США (21), Чили (16), Канада (9), Перу (7), Замбия (7), прочие (40)
Молибден	— США (73), Чили (16), Канада (9), прочие (2)
Никель	— Новая Каледония (31), Канада (16), Куба (9), США (0,5), прочие (43,5)
Платиноиды	— ЮАР (65), СССР (32), США (0,5), прочие (2,5)
Ртуть	— Испания (38), Югославия (9), Италия (8), США (8), прочие (37)
Олово	— Индонезия (24), Таиланд (12), Боливия (10), Малайзия (8), США (0,5), прочие (45,5)
Уран	— США (28), ЮАР (22), Канада (20), Австралия (12), прочие (18)
Хромит	— ЮАР (65), Зимбабве (32), прочие (3)
Цинк	— Канада (26), США (23), Австралия (7), прочие (44)
Сера	— Ближний Восток (30), Канада (20), США (12), прочие (38)

Со времени В. М. Севергина и А. Вернера распределение минеральных запасов по территории изучает раздел минералогии, названный ими экономической минералогией, он назывался также географической минералогией, региональной минералогией. В. И. Вернадский в своем курсе «Описательной минералогии» четко указал на то, что причины закономерностей распределения минералов по регионам надо искать в геохимических законах, отражающих геологическую эволюцию Земли и земной коры. Решение этих проблем уже давно вышло за пределы собственно минералогии и геохимии, так как требует учета позиции процессов минералообразования в общем ходе геологического, тектоно-магматического и геохимического развития отдельных участков земной коры в целом. Такой анализ геологического материала выполняется особой наукой металлогений.

По определению Д. В. Рундквиста (1984), *металлогения* — это раздел геологии, изучающий закономерности формирования и размещения месторождений полезных ископаемых в пространстве (в пределах геологических структур различных рангов) и во времени (в истории развития земной коры). Термин метал-

логения введен в 1892 г. Л. де Лоне, впоследствии содержание и направление развития этой науки определилось трудами В. А. Обручева, Ю. А. Билибина, С. С. Смирнова, она активно развивается сейчас работами советских геологов. Так, Д. В. Рундквист одной из важнейших задач металлогении считает разработку научных основ прогноза на открытие месторождений полезных ископаемых в изучаемой геологической обстановке, или по-другому: где, в какой геологической обстановке могут быть обнаружены необходимые промышленные типы минеральных месторождений?

Наряду с металлогенией продолжает развиваться особая отрасль минералогии, называемая топоминералогией. В 1982 г. Н. П. Юшкин отметил, что главной целью топоминералогии является установление пространственных закономерностей формирования и распределения минералов и минеральных ассоциаций в геологических объектах разного масштаба (в минеральных телах, геологических регионах, земной коре и других планетосферах, и космических объектах. Таким образом, в определенном смысле топоминералогия является более широкой наукой по отношению к металлогении, так как последняя из всего круга объектов «вычленяет» только полезные ископаемые, только все утилитарное. Металлогенические задачи — это, в какой-то мере, частные топоминералогические задачи.

Основным успехом металлогении и топоминералогии послужило создание представлений о минералогических (в частности, металлогенических) эпохах и провинциях и представлений о том, что определенные типы минеральных (в частности, промышленных) месторождений проявляются в определенных типах тектонических структур. Важное значение имеют обнаруженные закономерности эволюции рудообразования во времени (рис. 131, 132).

По определению Н. П. Юшкина, *минералогическая провинция* — это участок земной коры, характеризующийся относительно однородным геологическим строением и развитием одних и тех же минеральных комплексов. Это определение, безусловно нестрогое, поскольку в нем нет четких критериев. Границы минералогических провинций, как правило, совпадают с границами крупных или средних тектоноструктурных элементов: мегаантиклинорий и мегасинклинорий, антеклиз и синеклиз, краевых зон складчатых поясов и т. п., размеры таких провинций обычно находятся в пределах 10—100 тыс. км². Под минералогической (отчасти — металлогенической) эпохой будем понимать крупные отрезки геологического времени, в которых в сходной геологической ситуации происходит образование однотипных минеральных месторождений.

Прекрасной иллюстрацией этих двух понятий являются ртутные (киноварные) месторождения, протянувшиеся в зонах

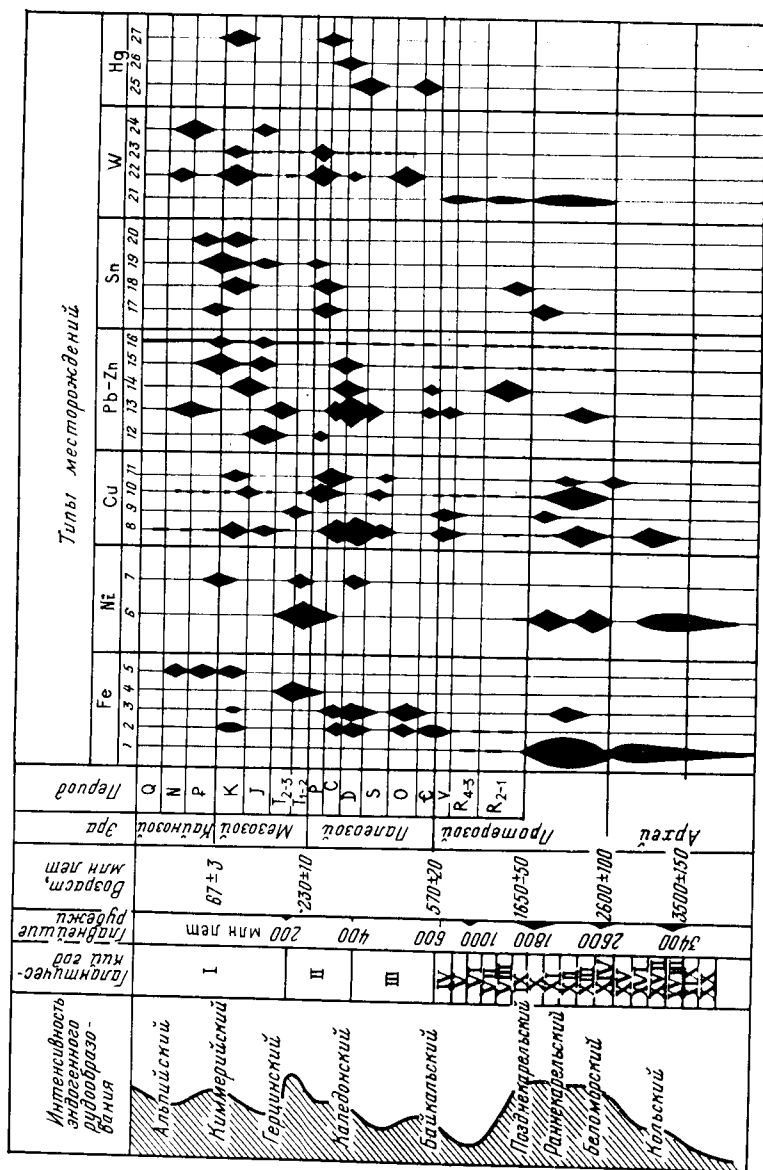


Рис. 131. Эволюция некоторых типов минеральных месторождений СССР во времени, по Д. В. Рундквисту. Чем больше утолщение вертикальных линий, тем интенсивнее проявлена минерализация. 1—27 — разные типы месторождений

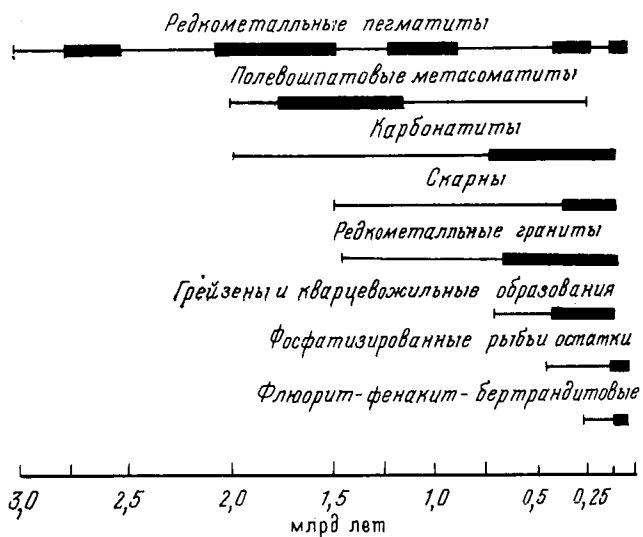


Рис. 132. Эволюция ведущих типов редкометалльных месторождений во времени, по А. И. Гинзбургу

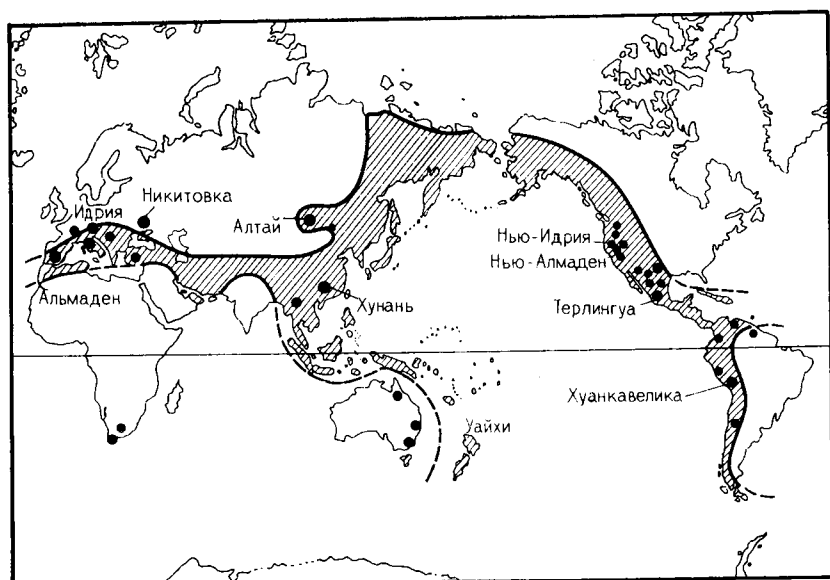


Рис. 133. Месторождения киновари, закономерно приуроченные к областям наиболее активного проявления альпийской складчатости (штриховка)

альпийской складчатости в виде провинции, территориально совпадающих с этими зонами (рис. 133). Регионально-минералогические исследования в топоминералогии еще намного отстают от работ по металлогении, однако оба направления работ одинаково перспективны и дополняют друг друга.

Глава 21

ЭЛЕМЕНТЫ ПРИКЛАДНОЙ МИНЕРАЛОГИИ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Прикладная минералогия решает задачи практического использования минералогических знаний. Ее главными направлениями являются поисковая, технологическая, техническая минералогия, минералогическое материаловедение, но практические нужды постоянно рождают разные иные направления прикладной минералогии. В системе научных и производственных организаций Министерства геологии СССР имеется сеть институтов минерального сырья, решающих научные и практические задачи прикладной минералогии. Первое из таких учреждений было создано в Москве в 1923 г. Н. М. Федоровским, оно так и называлось — Институт прикладной минералогии, теперь это Всесоюзный институт минерального сырья (ВИМС). Такие же институты имеются в ряде крупнейших горно-промышленных центров страны. Их деятельность связана не только с минералогией, так как задачи создания и освоения минерально-сырьевой базы народного хозяйства страны решаются в этих институтах на комплексной основе. Исследования и проектные изыскания базируются на сочетании методов общей геологии, тектоники, петрографии, минералогии, геохимии. Они завершаются в этих институтах разработкой технологии обогащения первичного минерального сырья (включая выполнение лабораторных и полупромышленных опытов).

ПОИСКОВАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

Поисковой минералогией назовем комплекс исследований, направленных на разработку минералогических критериев поиска минеральных месторождений, а также методов и приемов их практического использования. Минералогические признаки руд издревле были главными при их поисках, совершенство знания этих признаков рудознателями до сих пор удивляет нас. Истори-

ческим фактом является то, что разрабатываемые сейчас многие месторождения киновари, золота, меди, слюды были вновь открыты в наше время на местах давно заброшенных и потому забытых древних горных выработок. Вот примеры таких старых минералогических признаков: малахитовые жилки приводят к медной руде; кварц-слюдяная порода (грейзен немецких рудокопов) с шестоватыми агрегатами топаза указывает на оловянную и вольфрамовую руду; гранат-диопсидовый скарн (опять термин старых — шведских горняков) является признаком на комплекс руд — свинцовых, медных, железных и др.; кварц-микроклиновые (ортоклазовые) сростания типа еврейского камня есть верный признак пегматитовых месторождений. Многие из таких признаков уже давно стали общим достоянием человеческого знания — например, все геологи легко узнают слюдяно-кварц-полевошпатовую горную породу, называемую гранитом, и без особых, казалось бы, размышлений не станут искать в ней алюминиевую руду в виде нефелина, точно так же минеральный парагенезис габбро совершенно очевидно исключает для любого геолога возможность обнаружения в нем оловянной руды, в корях выветривания каолинитового состава не следует искать промышленные залежи магнетита — все это очевидно для зрелого геолога, но ведь все это отражает автоматизм использования четких минералогических поисковых критериев, сейчас бесспорных, привычных, общепризнанных, а потому не ценящихся сегодня как особое достижение прежней науки — эти достижения почти все кажутся через сотню лет наивными, извечно понятными человеку истинами.

В настоящее время можно привести новые яркие примеры использования явлений типоморфизма минералов для выработки минералогических поисковых признаков. Анализируя все многообразие этих явлений, мы выделяем следующие основные группы минералогических поисковых признаков: а) устойчивые естественные ассоциации минералов; б) «запрещенные» минеральные ассоциации; в) обнаружение минерала-индикатора руды или какого-либо определенного процесса; г) индикаторные черты конституции того или иного минерала — его состава, структуры; д) морфологические особенности минерала. Очень важно выявить не просто индикаторные (типоморфные) минералы, а те из них, которые обладают, по мнению А. Г. Жабина, градиентными типоморфными свойствами (например, закономерным изменением каких-либо свойств минерала по мере приближения к рудному телу и т. п.).

Естественные ассоциации минералов, которые могут быть использованы как поисковые признаки, должны быть прежде всего простыми, легко и быстро узнаваемыми. Часть таких типоморфных ассоциаций легко распознается в естественных обнажениях горных пород, стенках горных выработок, штуфах и

образцах. Для главнейших генетических типов минеральных месторождений такие типоморфные ассоциации перечислены в таблицах приложения 1, их надо твердо знать и уметь определять визуально. Выработка у студентов этого знания и умения должна явиться одним из итогов прохождения курса минералогии.

Другой метод выявления типоморфных ассоциаций минералов и поиска по ним минеральных месторождений называется шлиховым анализом. *Шлих* — это концентрат зерен тяжелых минералов в песке, конгломерате и других рыхлых отложениях на отмелях, в руслах рек, полосе пляжа, эоловых наносах пустынь. Легкие минералы в этих условиях под действием волн, водных потоков, ветра отсеивались, а более тяжелые накапливались. Тяжелые минералы, обычно зеленые, красные и черные, слагали участки, прослои, линзы темных или даже черных песков. Известно, что в них среди других минералов встречаются промышленные концентрации золота, платины, циркона, ильменита. Шлих можно получить и искусственным путем, отмывая тяжелые минералы от легких в специальном ковше или лотке.

По минеральному составу шлиха можно оценивать распространенность различных горных пород в питающей провинции и вести поиск полезных ископаемых. При обследовании речных систем для этого берут серию шлиховых проб в русле реки и ее притоков снизу вверх по течению. Определяя минеральный состав шлихов, постепенно выявляют области (участки), откуда в русло реки и ее притоков могли поступать те или иные минералы. Широко известен успех предложенного Н. Н. Сарсадских и А. А. Кухаренко метода поиска коренных месторождений алмазов в Якутии по наличию в составе шлихов красных, хорошо заметных зерен пироба — частого спутника алмаза в кимберлитовых трубках Африки. Этим методом Л. А. Попугаева, изучая шлихи в реке и ее притоках, выявила по пиробам водораздельный участок, откуда должны были поступать в русло пиробы, и на нем действительно обнаружила первое в СССР коренное месторождение алмазов.

«Запрещенные» минеральные ассоциации являются косвенным поисковым признаком, облегчающим поиск минералов (действие правила «Не ищи здесь — бесполезно»). Приведем следующие примеры таких ассоциаций: с кварцем не встречаются нефелин, лейцит, корунд, шпинель; с пиритом не ассоциирует пентландит и т. п.

Обнаружение минерала-индикатора или нескольких минералов-индикаторов, которые своим присутствием указывают на определенный генетический или промышленный тип минерального месторождения. Минералы-индикаторы должны быть хорошо заметными и легко узнаваемыми. Так, кристаллы шпин-

нели в мраморе в докембрийской толще переслаивания мраморов и кристаллических сланцев свидетельствуют о возможности обнаружения флогопитового месторождения. Рядом с яркими розовыми порошковатыми массами эритрина, покрывающими выветренные поверхности обнажений, должны быть первичная кобальтовая руда с шмальтином или другими арсенидами кобальта, здесь же могут быть урановые руды. Примеры минералов-индикаторов приведены в таблицах приложения 1.

Индикаторные черты конституции минерала выражаются в типоморфных чертах его состава и структуры. Их можно выявлять прямыми методами, а можно опираться на изучение физических свойств, отражающих первопричину — состав и структуру минерала.

Наиболее простым примером индикаторных особенностей химического состава минералов (типохимизма минералов) являются гранаты: Н. В. Соболевым на основе больших обобщений показано, что по составу этого минерала можно точно или почти точно оценить, в каких горных породах он образовался. Таким же чувствительным индикатором характера рудоносности среднетемпературных гидротермальных месторождений является, по обобщениям Н. Н. Мозговой, В. А. Коваленкера и др., химический состав блеклых руд. Известен ярко проявленный типохимизм турмалинов: полихромные и розовые марганецсодержащие виды и разновидности этой группы минералов почти безошибочно указывают на некоторые редкометалльные руды. Прогнозная оценка продуктивности пегматитов на редкометалльное оруденение может быть дана по диаграммам В. В. Гордиенко по количеству изоморфных примесей в полевом шпате рубидия, цезия, бария. Е. И. Семеновым и Д. А. Минеевым выявлены закономерности количественных соотношений между собой редкоземельных элементов в составе минералов из месторождений разного типа.

Значение структурного типоморфизма, как поискового признака, можно показать на примере блеклых руд в золоторудном Березовском месторождении. Золото здесь добывают из среднетемпературных гидротермальных сульфидно-кварцевых жил мощностью обычно не более 10 см. Жилы эти залегают в дайках гранодиоритов, рассекая их поперек, словно ступеньки переносной лестницы (рис. 134), жилы так и называются — лестничные. Дайки прямолинейные достигают в длину нескольких километров и простираются меридионально (рис. 135), но не по всей длине и глубине этих даек сосредоточенные в них кварцевые жилы золотоносны. Их надо специально выявлять.

Золото в кварцевых жилах находится в сульфидах (пирите, блеклых рудах, халькопирите, галените) в виде частичек микроскопического размера — золотинок, имеющих в поперечнике менее 0,1 мм. Надо уметь выявить участки сульфидно-кварце-

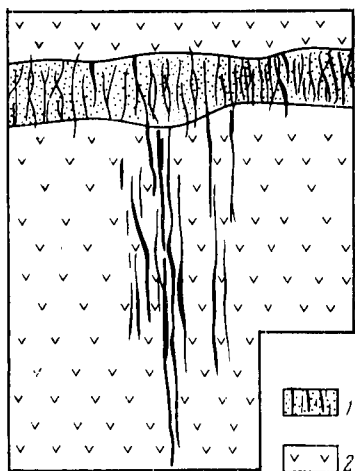


Рис. 134. Кварцевые золотоносные жилки (черные), преимущественно расположенные в дайке гранит-порфира (1).

2 — зеленокаменная горная порода

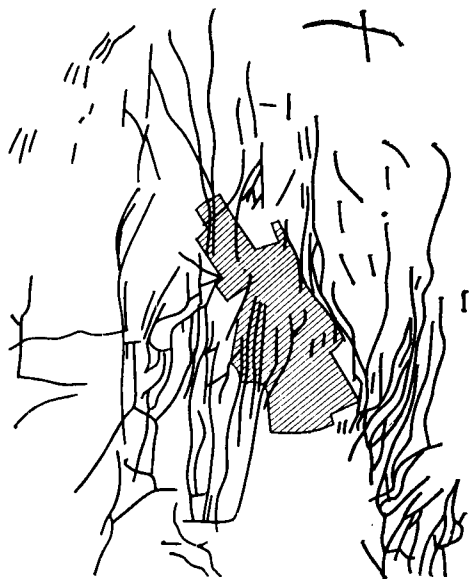


Рис. 135. Сеть даек гранит-порфира (черное), к которым приурочены золотоносные кварцевые прожилки

Штриховка — площадь месторождения

вых жил, где сульфиды обогащены включениями золотин. Б. В. Чесноков в 70-х годах разработал метод поиска золотого оруднения на основе экспрессных определений особенностей структурного типоморфизма блеклых руд. Он установил, чем блеклые руды более мышьяковистые, тем больше вростков золотин содержится в сульфидах. А степень мышьяковистости блеклых руд проявлена в особенностях их структуры (расстоянии между некоторыми плоскими сетками и других параметрах пространственной решетки минерала — рис. 136). Оценивая их экспресс-методами рентгеноструктурного анализа Б. В. Чесноков доказал, что в районе Березовского месторождения имеются участки ранее неизвестных и потому еще не разработанных золотых руд.

Морфологические особенности минерала нередко могут играть роль поискового признака. Известны работы, доказывающие, что в облике кристаллов киновари, пирита, кварца, корунда, (см. рис. 77), касситерита, шпинели, форстерита, циркона, кальцита (см. рис. 63), флюорита (см. рис. 62) и других минералов чутко отражаются условия их образования (отсюда и родился термин тимопорфизм в первоначальном смысле — ти-

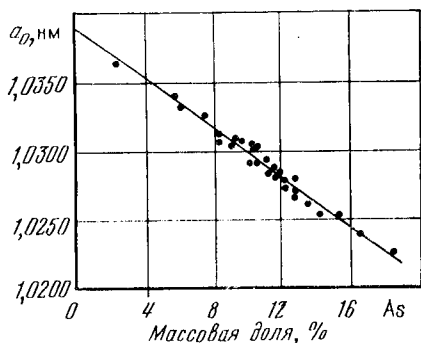


Рис. 136. Зависимость геометрических констант пространственной решетки (a_0) в блеклой руде Березовского месторождения от содержания в ней мышьяка

пичная форма). Покажем сущность этих работ на примере изучения Н. З. Евзиковой морфологии и тенденций в эволюции облика кристаллов касситерита в оловорудных гидротермальных месторождениях Дальнего Востока. На основе изучения зональности кристаллов и их габитуса Н. З. Евзикова установила, что во времени облик кристаллов меняется от изометрического через бочонковидный до копьевидного, затем столбчатого и, наконец — игольчатого. Она пишет: «Знание эволюции облика кристаллов важно для определения значительности минерализации в том месте, где кристаллы найдены. Ведь при движении рудного раствора из недр до поверхности земли кристаллы оседают из него при разной температуре, разном составе и т. д., что заставляет их быть разными по облику в корнях жилы, центре или в верхах. При этом подтверждается старинное горняцкое наблюдение, что ранние продукты кристаллизации доминируют внизу жилы, а поздние залегают выше. Коль скоро изометрические кристаллы касситерита самые ранние, то они чаще встречаются в корнях, а игольчатые кристаллы касситерита, как самые поздние, напротив, чаще встречаются в верхах. Центральные же части жилы богаты промежуточными по возрасту кристаллами столбчатого габитуса (рис. 137). Из такой связи времени и места кристаллизации минерала и облика его кристаллов можно найти ответ на сугубо производственные вопросы:

1. Сильно ли размыта жила? (Жила тем сильнее размыта, чем больше в ее составе кристаллов ранних стадий образования.)

2. Далеко ли протягивается жила? (Жила тем протяженнее, чем незаметнее меняется в ней кристаллический облик минерала.)

3. Как близко находится геолог к наиболее продуктивному горизонту жилы? (Геолог тем ближе к наиболее продуктивному горизонту жилы, чем больше ему попадаете кристаллов «промежуточного» облика.)

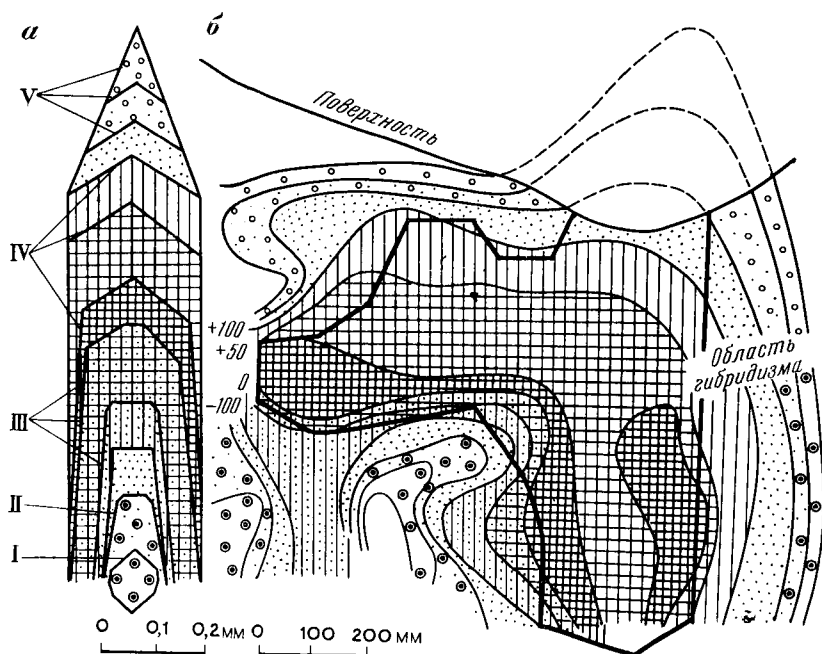


Рис. 137. Принципиальное соответствие зонального строения кристалла касситерита (а) и распределения разных по габитусу кристаллов в пределах месторождения (б).

Толстой линией ограничен блок промышленных оловянных руд (по Н. З. Евзиковой), I—V — зоны роста кристаллов

Зная ответы на эти вопросы и принимая во внимание особенности геологии и структуры рудного поля, можно решить, стоит или не стоит производить разведку нового рудопроявления, а если стоит, то как.

Выше приведены конкретные примеры минералогических поисковых признаков, однако мы не смогли дать каких-либо окончательных общих правил и критериев. Это не случайно: явление типоморфизма минералов сложно, многообразно и в разных случаях может иметь разные выражения.

ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

Роль минералогических исследований в разработке технологических схем обогащения минерального сырья и извлечения из него полезных компонентов очевидна. По мнению Б. И. Пирогова (1985), «технологическая минералогия объединяет все минералогические исследования, связанные с изучением технологических свойств минералов, разработкой рациональных схем их

обогащения, комплексным использованием минерального сырья... Позиции минералогии в обогащении руд определяются, с одной стороны, зависимостью технологических свойств от конституции и генезиса минералов, с другой — возможностями минералогических и физических методов исследования для их выявления...»

Место технологической минералогии в освоении минеральных месторождений покажем на примере по Ковдорскому горно-обогатительному комбинату (Мурманская обл.), занятому разработкой железных (магнетитовых) руд сложного минерального состава. В первые годы эксплуатации месторождения были зафиксированы случаи заниженного по сравнению с проектным извлечением железа из руд. Тщательно выполненные минералогом О. М. Римской-Корсаковой исследования позволили выявить неоднородность состава магнетита в разных природных разновидностях руд и показали, что в обрабатывавшихся тогда блоках руды магнетит был обогащен магнием, алюминием и титаном, а за счет этого соответственно обеднен железом. В технологию отработки руд были внесены изменения, позволяющие добиваться усреднения состава руд перед их дроблением и последующим обогащением. Дальнейшие исследования Б. И. Пирогова, В. И. Тарасенко, И. В. Холошина и других исследователей на Ковдорском железорудном месторождении показали, что даже при сходном содержании железа магнетиты из различных природных разновидностей руд ведут себя в процессах измельчения по-разному, а значит обогащаются тоже по-разному и поэтому дают магнетитовые концентраты с существенно неоднородным содержанием железа. Причина таких различий технологических свойств заключается в том, что магнетиты одного и того же химического состава различаются по морфологии и размеру кристаллов, степени дефектности их внутреннего

Т а б л и ц а 35. Свойства магнетита разных технологических разновидностей в Ковдорском месторождении

Технологические разновидности магнетита	Точка Кюри, °С	Твердость, МПа	Магнитные характеристики				Содержание железа в концентрате, %
			магнитная вязкость	удельная магнитная восприимчивость	коэрцитивная сила, А/м	плотность энергии намагничивания, Дж/м³	
1	556	7050	1,3	0,314—0,039	59	1866	63,2
2	564	6400	0,8	0,213—0,040	68	3613	64,3
3	566	5820	0,6	0,182—0,033	74	3900	65,4

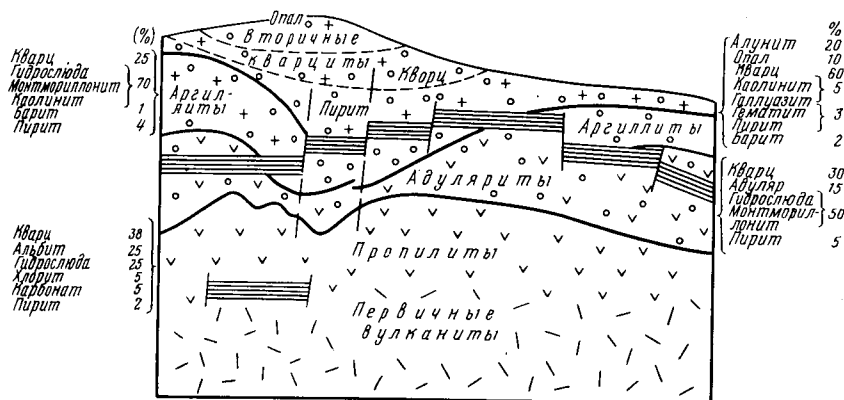


Рис. 138. Состав минерального сырья в разрезе месторождения алуниита

строения, характеру (форме, размеру) вростков других минералов. Было выявлено три технологические разновидности магнетита в рудах (табл. 35) и составлена карта их распределения в пределах разрабатываемого месторождения, позволившая более рационально его эксплуатировать.

Значение технологической минералогии в освоении месторождений полезных ископаемых отражено во многих работах. Исследования начинаются с установления количественного минерального состава разведываемого сырья и выработки вместе с геологами-разведчиками и технологами-обогащателями классификации природных технологических разновидностей этого сырья. Выявляются все минералы-концентраторы полезного компонента и их спутники (рис. 138). Изучаются особенности морфологии, конституции, физических свойств минерала, сказывающиеся на измельчаемости и обогащаемости минералов. Исследуется минеральный состав всех промежуточных продуктов обогащения сырья и окончательного концентрата. Изучается минеральный состав отходов производства для разработки безотходной технологии.

Одним из важных моментов работы является создание минерало-технологических карт месторождения. На них указываются контуры распространения в границах месторождения природных технологических разновидностей минерального сырья и специальными значками дается информация о главных технологических свойствах минералов.

Особо следует выделить изучение преобразований минералов, изменений их физических свойств в ходе механической обработки горной массы и процессов обогащения минерального

сырья. Минералы не остаются неизменными в этих технических процессах: вырастает дефектность кристаллов, совершаются полиморфные превращения, растет удельная поверхность зерен и как следствие меняется их флотоактивность, электрические, магнитные и другие технологические свойства. Приведем такие примеры преобразований минералов при обработке и обогащении минерального сырья по данным Б. И. Пирогова: 1) возрастание дефектности кристаллических структур, изменение парамагнитных центров и др.; 2) преобразование минералов вплоть до аморфизации, появления новых фаз, новых полиморфных и политипных модификаций; 3) перестройка доменных структур минералов при измельчении и магнитной сепарации; 4) избирательность измельчения ассоциирующих минералов и возрастание неоднородности свойств частиц; 5) изменение свойств поверхности частиц минералов с появлением пленок окисления и другими процессами.

Большие перспективы открывают возможности направленного изменения свойств минералов путем «генерирования» или «залечивания» дефектов кристаллической решетки. Это может быть осуществлено разными способами: механическим (особые режимы и приемы измельчения руд), акустическим (ультразвуковая обработка), термическим (нагреванием и последующим быстрым или медленным охлаждением), химическим (протравливанием, обработкой реагентами, способными «легировать» поверхность минералов примесными ионами), радиационным (облучением рентгеновскими и гамма-лучами, потоками быстрых частиц и т. п.).

ТЕХНИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ МАТЕРИАЛОВЕДЕНИЕ

Техническая минералогия — это обширная, не имеющая определенных границ область прикладной минералогии. К ней можно отнести исследование разнообразных техногенных веществ — аналогов минералов. Во-первых, это вещества, образующиеся в шлаках, золах, осадках на стенках разных труб и резервуаров. Во-вторых, это продукты раскристаллизации оптических и специальных стекол. В-третьих, это продукты преобразования захороненных отходов промышленного производства и отвалов пустой породы. В-четвертых, это вещества («минералы»), образующиеся в агломератах и шлаках в ходе различных металлургических процессов. Опыт и знания минералога и владение минералогическими методами исследования кристаллических веществ дают возможность уверенно диагностировать различные техногенные аналоги минералов, что важно для решения разных технических задач. В свою очередь, выяснение условий образо-

вания таких техногенных веществ нередко значительно дополняет представления о природном генезисе минералов.

Вот некоторые характерные примеры техногенных веществ — аналогов минералов (по Х. Рёслеру) и мест их нахождения:

Авгит	— шлаки металлургических заводов;
Ангидрит	— шлак бурого угля;
Анортит	— железный шлак в доменных печах; шлаки каменного угля
Апатит	— томасовские шлаки
Гидроксилапатит	— выделения при циркуляции водяных паров на тепловых электростанциях и высоконапорных гидростанциях
Бадделейт	— продукт цирконмоллита, рекристаллизация в стеклах
Борнит	— свинцовые шлаки
Волластонит	— железные доменные шлаки, частицы раскристаллизации в калийных и натровых стеклах
Галит	— осадок в трубопроводах тепловых электростанций
Геденбергит	— свинцовые и медные шлаки
Гематит	— медные и свинцовые шлаки в доменных печах; зола бурого угля, шлаковые включения в сталях, осадок в трубах
Гиперстен	— медные шлаки
Гипс	— осадок в трубопроводах тепловых электростанций
Графит	— шлаковые включения в сталях
Диопсид	— железные и медные доменные шлаки, участки раскристаллизации в стеклах с MgO
Ильменит	— шлаковые включения в сталях
Касситерит	— медные шлаки
Кварц	— осадок в трубопроводах тепловых электростанций
Клиноэнастатит	— стеатитовые массы и кирпичи
Кордиерит	— массы и частицы раскристаллизации в особых стеклах (с MgO и Al_2O_3)
Корунд	— корундовые и бокситовые кирпичи, зола каменного угля, раскристаллизация стекол; шлаковые включения в сталях
Кристобалит	— гончарные изделия, силикатные кирпичи, шамот, строительная керамика, шлаковые включения в сталях, осадки в трубах
Кубанит	— свинцовые шлаки
Куприт	— медные шлаки
Лейцит	— железные шлаки доменных печей, частицы раскристаллизации калийных стекол
Магнетит	— железные, медные шлаки доменных и сыродутных печей, зола бурых углей, шлаковые включения в сталях, осадки в трубопроводах
Монтichelлит	— свинцовые шлаки, шлаки мартеновских печей, клинкер, металлокерамический доломит
Нефелин	— осадок в трубопроводах
Нозеан	— продукты реакции в стеклах
Оливин	— шлаки сыродутных горнов
Периклаз	— форстеритовые, магнезитовые, хромомagneзитовые и доломитовые кирпичи, цементклинкер (главная составная часть цемента Сореля), мартеновские шлаки
Плагноклазы	— продукты реакций в стеклах
Полевые шпаты	— керамика, раскристаллизация стекол
Щелочные	
Рутил	— шлаковые включения в сталях
Серпентин	— осадок в трубопроводах тепловых электростанций
Спессартин	— шлаковые включения в сталях
Сфалерит	— свинцовые и медные шлаки

Тенардит	— осадок в трубопроводах тепловых электростанций
Титанавит	— железные доменные шлаки
Тридимит	— силикатные кирпичи, части раскристаллизации, шлаковые включения в сталях, осадок в трубах
Фаялит	— свинцовые и медные шлаки, «камешки» в стекле, вкрапленные шлаков в сталях
Форстерит	— форстеритовые, магнезитовые и хромомagneзитовые кирпичи, частички раскристаллизации в особых стеклах (с большим содержанием MgO)
Флюорит	— кристаллики в мутном стекле
Халькозин	— свинцовые и медные шлаки
Халькопирит	— медные шлаки
Хризоберилл	— керамические продукты, содержащие BeO
Хромит	— хромовые и хромомagneзитовые кирпичи, шлаковые включения в сталях
Циркон	— в цирконий содержащих кирпичачах
Шпинель	— бокситовые кирпичи
Шпинель (герцинит)	— каменноугольные шлаки, шлаковые включения в сталях
Эгирин	— осадок в трубопроводах тепловых электростанций
Энстатит	— осадок в трубопроводах тепловых электростанций

Также обширно и не имеет четких границ минералогическое материаловедение. Во-первых, это исследование техногенных продуктов методами минералогии, сюда следует отнести изучение процессов спекания, преобразования и фазовых превращений сырья при производстве абразивов, цементов, керамики, огнеупоров, минеральных пигментов и других материалов, часть из них вошла в приведенный выше перечень. Во-вторых, это геммология.

Геммология — это наука о драгоценных и поделочных камнях и о самоцветах. Утилитарность этой области знаний и деятельности очевидна, а самостоятельность по отношению к минералогии бесспорна. Главными в этой отрасли деятельности являются художник и мастер, умеющие вскрыть и эффективно подать красоту камня. Минералог дает геммологии свои знания свойств минералов, законов строения их кристаллов и условий их образования, свой опыт поиска их новых месторождений, свое умение определить состав и свойства минералов.

ПРАКТИЧЕСКОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ

Области практического использования минералов разнообразны. Минеральное сырье является одним из видов природного сырья, используются как природные монокристаллы (в оптике, радиоэлектронике), так и минеральные агрегаты (горные породы, руды). Основными отраслями использования минерального сырья являются радиоэлектроника и оптическая промышленность; металлургия; химическая промышленность; промышленность производства химических удобрений; керамическая,

стекольная, цементная промышленность; ювелирная промышленность и другие отрасли хозяйства. Главные примеры использования минералов даны по Х. Геслеру (с уточнениями и дополнениями) в таблицах прилож. 2.

Различают простое и сложное (или комплексное) минеральное сырье. Из простого сырья извлекают один полезный компонент — только железо, только хром, только марганец, алюминий, асбест, графит, серу, алмаз. Из сложного, или комплексного сырья извлекают несколько полезных компонентов одновременно, например, сульфидные медно-никелевые руды ликвационного типа, из которых извлекают никель, медь, платиноиды, кобальт; пегматиты с мусковитом, полевым шпатом, кварцем и т. д. Форма нахождения полезных компонентов в минеральном сырье также различна. Это могут быть кристаллы (мусковита, флюорита, кальцита, драгоценных камней и т. д.), ценные из-за своих технических качеств, или минерал, как химическое соединение, ценным в котором является либо главный минералообразующий химический элемент (медь в халькопирите, железо в магнетите, калий в сильвине и т. д.), либо изоморфная примесь (кадмий в сфалерите, рений в молибдените, гафний в цирконе и т. д.).

Минимально выгодное (как говорят, кондиционное) содержание полезного компонента в минеральном сырье зависит от многих причин. Оно колеблется для разных видов сырья от ничтожных долей процента до десятков процентов. Кондиции (в %) в США в начале 80-х гг. (в расчете на содержание чистого металла в руде) составляли: 0,000015 для кадмия; 0,0005 для платины; 0,001 для золота; 0,002 для кобальта; 0,05 для серебра; 0,4 для урана, свинца; 0,5 для ртути; 0,7 для меди; 1 для титана, олова, вольфрама; 1,5 для молибдена, никеля; 3 для сурьмы; 4 для свинца, цинка; 30 для алюминия, хрома, железа; 35 для марганца. Значение кондиционного содержания меняется со временем. Это конъюнктурная величина. Она зависит от ценности извлекаемого компонента, масштабов проявления полезной минерализации, географо-экономического положения месторождения, но самым главным является способность сырья к обогащению. Последняя измеряется в процентах извлекаемого из первичного сырья минерала, для разных руд извлекаемость полезных минералов колеблется от 60 до 90 %. Она зависит от общего минерального состава обогащаемой горной массы, характера ее строения и механической прочности, наличия или отсутствия в ней вредных примесей, технологических свойств полезного минерала. По мере совершенствования техники добычи и переработки минерального сырья, а также истощения богатых месторождений промышленные кондиции со временем снижаются. Так, с начала XIX в. кондиция на медь упала с 10 до приблизительно 0,7 %.

Таблица 36. Удельный вес импортируемого в США минерального сырья по отношению к его общему внутреннему потреблению промышленностью (на 1976 г.), по американской «Минералогической энциклопедии» (1985)

Минералы и металлы	% импорта от всего потребителя внутри США	Страны-импортеры
Ниобий	100	Бразилия, Таиланд, Нигерия
Слюда	100	Индия, Бразилия, Мадагаскар
Стронций	100	Мексика, Бразилия, Мадагаскар
Кобальт	98	Заир, Бельгия, Люксембург, Финляндия, Норвегия
Марганец	98	Бразилия, Габон, Австралия, ЮАР
Тантал	94	Таиланд, Канада, Австралия, Бразилия
Титан (рутил)	93	Австралия, Индия
Металлы платиновой группы	92	Великобритания, СССР, ЮАР
Бокситы и глинозем	90	Ямайка, Суринам, Гвинея, Австралия
Хром	89	СССР, ЮАР, Филиппины, Турция
Олово	85	Малайзия, Таиланд, Боливия
Асбест	83	Канада, ЮАР
Фтор	79	Мексика, Испания, Италия
Никель	71	Канада, Норвегия, Новая Каледония
Золото	70	Канада, Швейцария, СССР
Ртуть	65	Канада, Мексика, Алжир, Испания
Кадмий	64	Канада, Мексика, Австралия, Бельгия, Люксембург
Калий	62	Канада
Сурьма	61	ЮАР, КНР, Боливия, Мексика
Селен	59	Канада, Япония, Мексика
Вольфрам	59	Канада, Боливия, Перу, Таиланд
Цинк	59	Канада, Мексика, Австралия, Перу, Гондурас
Теллур	57	Перу, Канада
Серебро	47	Канада, Мексика, Перу
Барий	38	Ирландия, Мексика, Перу
Гипс	38	Канада, Мексика, Ямайка
Титан (ильменит)	37	Канада, Австралия
Железная руда	35	Канада, Венесуэла, Бразилия
Ванадий	31	ЮАР, Чили, СССР
Алюминий	22	Канада
Медь	15	Канада, Перу, Чили, ЮАР
Свинец	15	Канада, Перу, Австралия, Мексика

Развитие производительных сил общества требует постоянного увеличения промышленного использования минералов и непрерывного роста их добычи. Постоянно возрастает использование природных ресурсов и наносится непоправимый урон окружающей среде. Ежегодно при промышленной разработке минерального сырья из недр Земли извлекается около 1,3 млрд т горной массы, углубляются и расширяются карьеры, растут отвалы пустой породы, расширяются хранилища отходов

обогатительных фабрик, загазовывается атмосфера; загрязняются природные воды.

Юридической базой советского природоохранительного законодательства является действующая Конституция СССР, принятая Верховным Советом СССР 7 октября 1977 г. (см. статьи 11, 18, 42, 67, 73, 131, 147). Ранее, в 1975 г. Верховным Советом СССР были приняты Основы законодательства Союза ССР и союзных республик о недрах. Главными требованиями к осуществлению охраны недр являются: обеспечение полного и одновременно комплексного геологического изучения недр; полное извлечение и рациональное использование как основных, так и залегающих совместно с ними полезных ископаемых и содержащихся в них полезных компонентов; недопущение вредного влияния на среду работ по поиску, разведке и добыче минерального сырья.

Большим резервом для сохранения недр служит использование металлолома и других отходов производства. Видимо, скоро придет время, когда геолого-поисковые и разведочные работы будут проводиться на старых хранилищах отходов обогатительных фабрик. Любопытны цифры ввоза минерального сырья в США (табл. 36), они говорят об еще одном способе сохранения (консервации) своих внутренних минеральных ресурсов и охране природы в стране.

Глава 22

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ И МЕТОДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Задачи и цели, приемы и методы минералогических исследований определяются направлением и масштабом выполняемых работ.

В ходе геологической съемки и поиска месторождений полезных ископаемых главными целями минералогических исследований являются диагностика минералов, нахождение и использование минералогических критериев поиска и предварительной оценки практической значимости месторождений.

При разведке уже обнаруженных месторождений, оценке их запасов и определении сортов и качества рудного и нерудного сырья главными задачами оказываются: 1) установление полного минерального состава сырья по его геологическим и технологическим разновидностям; 2) выявление и детальное изучение полезных и вредных особенностей состава и свойств минералов, 3) установление закономерностей распространения

в объеме месторождения разновидностей минералов, различающихся по этим их особенностям; 4) составление карт распределения сырья разного минерального состава и качества в контурах месторождения.

При разработке технологии обогащения минерального сырья и заводских схем извлечения из него промышленно ценных компонентов минералог исследует зависимость поведения минерала в техническом процессе от его свойств и состава, определяет минеральный состав промежуточных и конечных продуктов обогащения сырья, выявляет закономерности изменения свойств минералов в ходе обработки сырья с целью управления этими изменениями для лучшего извлечения полезных компонентов из первичной горной массы.

При изучении условий образования минеральных месторождений в целом или групп и отдельных минералов в них минералог проводит исследования на надежной геологической основе и начинает их с составления геолого-минералогических детальных карт и схем, выполнения подробных минералогических зарисовок и фотодокументации объектов изучения; затем осуществляются лабораторная обработка специально собранного минералогического материала, физико-химическое моделирование процессов природного минералообразования и роста кристаллов в разных условиях. В исследованиях по технической минералогии и промышленному синтезу кристаллов минералог выступает как специалист по диагностике минералов, изучению их состава и физических свойств.

Весь комплекс методов, используемых минералогом в разных условиях работы и с разными целями, выполняется в четыре этапа: полевые исследования, лабораторные работы, физико-химический эксперимент, обработку и анализ материалов.

ПОЛЕВЫЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полевые минералогические исследования выполняются как часть общих геологических работ и только на основе овладения всем геологическим материалом, характеризующим интересующий объект. Среди собственно минералогических приемов сбора фактов укажем прежде всего на выполнение максимально достоверной документации закономерностей распределения в пространстве и во времени (т. е. среди других геологических объектов) изучаемых минеральных тел. Главным методом, как и в геологии, является картирование, а результат работы — это детальные геологические карты и схемы минералогического объекта. Из этих карт и схем должна быть ясна его геологическая позиция и возраст, морфология и размеры, пространственная ориентировка. Следующий этап детализации минералогических наблюдений — максимально достоверная документация законо-

мерностей внутреннего строения минеральных тел. Она выполняется обычными приемами детальной зарисовки объекта или методом фотодокументации (объект сначала детально фотографируется, делается фотомонтаж, затем его дешифрируют прямо на объекте работ). В ходе подобных работ неизбежно возникают и решаются многие вопросы генетической минералогии — о числе минеральных ассоциаций в месторождении и их возрастных соотношениях, о последовательности и геологических условиях образования минерального месторождения, о закономерностях внутреннего строения отдельных минеральных тел (жил, гнезд, линз, пропластов и т. п.) и роста в них одиночных кристаллов и их агрегатов.

Для полевых исследований обязателен отбор проб для лабораторного изучения материала. Следует ясно понимать необходимость выполнения такого изучения на вероятностно-статистической основе. Только он позволит достоверно определить закономерности изменения морфологии, состава, свойств минерала, вариации его количества в разных участках и в разных минеральных ассоциациях.

К числу полевых исследований относятся также минералогические методы поиска месторождений полезных ископаемых по прямым и косвенным признакам.

К прямым минералогическим признакам относятся, во-первых, выходы полезного ископаемого (минералог вовремя и верно диагностирует минералы и оценивает их количество), а во-вторых, ореолы и потоки рассеивания минералов. Ореолы рассеивания минералов образуются либо в процессе формирования месторождения и его метаморфизма, метасоматического преобразования и тому подобных явлений, либо в результате выветривания и эрозии месторождения. Во всех этих случаях главными минералогическими методами поиска являются визуальная диагностика минералов, отбор проб для специальных лабораторных исследований минералов, шлиховой анализ. Сущность шлихового анализа заключается в систематическом опробовании русловых и долинных отложений рек. Пробы отбирают преимущественно из тех мест, где скорость потоков замедлилась и где в западинах и перегибах дна могли быстро накапливаться относительно более тяжелые минералы. Пробу, помещенную в ковш или лоток, сначала отмучивают, затем осторожно промывают, плавными движениями качая ковш из стороны в сторону или вращая его. Вода, выплескиваясь, постоянно смывает за край более легкие песчинки, а на дне постепенно остается небольшое количество темно-серого песчанистого материала, обогащенного тяжелыми минералами. Этот концентрат называется шлихом. Его высушивают и изучают. Минеральный состав шлиха зависит от состава исходных разрушенных горных пород и месторождений, первая диагностика минералов выпол-

няется в полевых условиях, затем шлик детально исследуется в лабораториях.

К косвенным минералогическим поисковым признакам относятся: а) характерные минеральные ассоциации (скарновая, грейзеновая и т. д.) и минералы (серицит, каолинит, хлорит, серпентин, цеолиты и т. д.), генетически связанные с определенными типами минеральных месторождений (см. прилож. 2); б) минеральные охры, выцветы, яркие минеральные пленки в разрушенных горных породах и рудах, указывающие на возможный первичный состав пород и руд; в) градиентные изменения свойств, состава, кристалломорфологии минералов по мере удаления от месторождения. Минералог использует простые методы визуальной диагностики минералов и отбирает пробы для лабораторных исследований.

ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Лабораторные минералогические исследования проводятся с целью объективной и точной диагностики минералов, детального изучения их морфологии, состава, структуры и свойств. Особая область лабораторных исследований — это изучение остатков сред минералообразования, захваченных растущим кристаллом.

Точная и объективная диагностика минералов выполняется путем определения их оптических свойств, плотности, твердости, констант их кристаллической решетки и т. д. Имеется много определителей минералов и справочников их свойств и состава, помогающих диагностировать минералы на основе таких лабораторных исследований.

Изучение морфологии кристаллов выполняется при помощи специальных оптических приборов — гониометров, которые используют для измерения углов между гранями. Затем с помощью особой системы расчетов и геометрических построений определяют сингонию и вид симметрии кристалла, простые кристаллографические формы, развитые на нем. В срезах кристаллов, наблюдая их визуально или под микроскопом, исследуют зональность, секториальность, блочность и другие элементы внутреннего строения кристаллов с тем, чтобы по этим признакам реставрировать эволюцию формы кристаллов во время их роста. Визуально, в оптических и электронных микроскопах изучают морфологию поверхности граней кристалла, как отражение условий, в которых остановился его рост или кристалл прекратил растворяться и резорбироваться.

Химический состав минералов изучается в лабораториях разными методами аналитической химии и физики (спектральный анализ, атомно-адсорбционный, пламенно-фотометрический, колориметрический, объемный, массовый, радиометрический, лю-

минесцентный, масспектрометрический и другие методы) в пробах измельченного материала разной массы (от граммов до миллиграммов). Все более совершенствуются локальные физические (рентгеноспектральный и др.) методы определения состава минералов в точке диаметром около 1—10 мкм. Правда, здесь все явственнее выступает противоречие: состав минерала в точке никогда не отвечает среднему составу его зерна или кристалла и тем более среднему составу минерала в месторождении.

Исследования кристаллической структуры минерала — это особая область кристаллографии, физики и химии. Минерал можно изучать в небольшом (1—2 мм) монокристалле или порошке. Известны и плодотворно используются разные методы исследования минералов в рентгеновских лучах (рентгенография) и потоке электронов (электронография). Детали структур выявляются и уточняются методами инфракрасной спектроскопии, электронного парамагнитного и ядерного магнитного резонанса и т. д.

Методы определения физических свойств минералов тривиальны для физики твердого тела — это различные приемы измерения (пикнометрия, гидростатическое взвешивание, термомоградентные определения) плотности минерала, установление его твердости на склерометрах разной конструкции, съемка на спектрофотометрах спектров поглощения и отражения минералов, измерение магнитной восприимчивости, электропроводности и других свойств минералов.

Методы химии и физики совершенствуются и предоставляют все большие возможности изучения состава, структуры и свойств минералов. Они становятся более локальными, приносят все больше информации, важной, но постепенно отходящей от макрообъектов минералогии и геологии и требующей все большего углубления исследователя в физику и химию твердого тела. Прогресс такого развития минералогических исследований несомненен, но почти всегда минералоги, работающие на таких сложных установках в лабораториях, быстро переступают ту границу, которая очерчивает их науку и отделяет ее от кристаллографии, физики и химии. Часто физик или химик, ведущий такие исследования, считает себя минералогом, забывая, что минералог должен быть геологом.

Лабораторное исследование остатков сред минералообразования, заключенных в кристаллах и зернах минералов, основано на том, что в минералах нередко имеются мельчайшие (доли миллиметра) вакуоли, округлые или ограненные. Они бывают однофазными, двухфазными, многофазными. Принято считать, что они захвачены растущим кристаллом. Приведем примеры разных по составу включений: жидкая вода; жидкая вода + жидкая уголекислота + CO_2 (газ); кристаллики твердых фаз +

H_2O и т. д. Ясно, что изучая состав таких включений и их поведение при нагревании, можно сделать выводы, важные для реставрации общей химической и физической обстановок при росте кристалла.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЙ ЭКСПЕРИМЕНТ КАК МЕТОД МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Физико-химический эксперимент в минералогии заключается: во-первых, в попытках моделирования тех условий, в которых происходит минералообразование; во-вторых, в выработке рациональных приемов технического синтеза кристаллов, как заменителей природного кристаллосырья. Моделирование процессов формирования минералов развивается в разных направлениях. Много работ выполняется с целью познания химической обстановки, оценки температуры и давления образования минералов. Техника и аппаратура для выполнения таких экспериментов и методика их подготовки и анализа результатов различны. Перед опытом исходные вещества (минералы, соли, вода и др.) помещают в толстостенную металлическую камеру с небольшим рабочим объемом. Ее герметизируют и нагревают за счет расширения веществ и их фазовых переходов развивается внутреннее давление. После завершения эксперимента камеру охлаждают, вскрывают, диагностируют конечные вещества и определяют их количественные соотношения. Ясны большие возможности таких исследований, но необходима осторожность перенесения их результатов на толкование сущности природных процессов. Другое направление в моделировании природных процессов — эксперименты по выращиванию монокристаллов и их агрегатов с целью выявления механизма и кинетики их роста в разных условиях.

Контрольные вопросы

1. Каковы цели и методы минералогических исследований при геологической съемке и поисках месторождений?
2. Каковы цели и методы минералогических исследований при разведке месторождений?
3. Каковы цели и методы минералогических исследований при разработке технологии обогащения минерального сырья?
4. Каковы цели и методы минералогических исследований в работах по генетической минералогии?
5. Какова роль картирования и фотодокументации в минералогических исследованиях?
6. Каковы минералогические методы поиска месторождений?

Итак, позади трудный курс минералогии, долгие тренировки с эталонными и рабочими коллекциями, посещение музеев, тяжелые коллоквиумы, заучивание сложных и непривычных формул минералов, запоминание их ассоциаций. Впереди экзамен. Мне хотелось бы закончить учебник словами заключительных лекций профессора А. А. Кухаренко, заведывавшего кафедрой минералогии Ленинградского университета с 1961 по 1987 г.:

«На этом мы заканчиваем курс минералогии. Это не вся минералогия, а лишь начало ее, если хотите — введение в минералогию, в котором я стремился не только дать какой-то минимальный объем практических знаний, необходимых каждому геологу в его работе, но и познакомить с отдельными теоретическими вопросами, стоящими перед современной наукой. Таких вопросов достаточно много. Предстоит еще немало труда: полевых исследований, экспериментальных работ, теоретического анализа добытых фактов, прежде, чем многие кардинальные вопросы — систематики минералов, их кристаллохимии и генезиса — будут разрешены. Здесь еще широкое поле для исследований. Каждое поколение вносит свой вклад в решение этих проблем минералогии, в наше время интенсивного развития естествознания и точных наук можно ожидать новых важных открытий от ныне формирующегося молодого отряда геологов...

Большие задачи стоят перед геологией и почетное место в решении этих задач принадлежит минералогии, изучающей минеральные месторождения и закономерности их возникновения в земной коре. Задача заключается не только в развитии минерально-сырьевой базы страны путем поисков и отыскания новых месторождений. Эта задача успешно решается всей армией геологов с применением современных геофизических и геохимических методов. Еще М. В. Ломоносов указывал, что «Россия богата минералами и рудами, требующими только глаз и рук для своего прииску». Важна и другая задача, также поставленная еще М. В. Ломоносовым: «...вникать разумом и рачением в недра земные к большему приращению науки и государственной пользы». Необходимо развитие вопросов теории, раскрытие закономерностей размещения минеральных месторождений в земной коре, процессов возникновения и разрушения минералов, — т. е. вопросов, лежащих в основе научной теории минерало- и рудообразования. Это — почетная задача, и она по плечу молодым геологам нашей страны».

ПРИЛОЖЕНИЯ

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИИИ

Т а б л и ц а 1. Минералы ультраосновных (оливинитов, перидотитов, пироксенитов) и основных (габбро) горных пород с титаномagnetитовыми рудами

Индикаторные признаки и минералы	Главные минералы	Второстепенные и редкие минералы
Роговая обманка (вкрапления и жилы), титаномagnetит (вкрапленность и жилы), эпидот (жилки в роговой обманке)	Оливин Диопсид-геденбергит Роговая обманка Биотит Анортит	Эпидот Альбит Титаномagnetит Титанит Серицит Кальцит

Т а б л и ц а 2. Минералы платино- и хромитовых ультраосновных горных пород (оливинитов, дунитов, перидотитов)

Индикаторные признаки и минералы	Главные минералы	Второстепенные и редкие минералы
Измурюдно-зеленый уваровит, хромовые хлориты (розовые, фиолетовые чешуйчатые кристаллы и примазки), зеленые, желтые клеоподобные массы серпентина, измурюдно-желтые шестоватые кристаллы хром-диопсида	Оливин Энстатит-гиперстен Диопсид-геденбергит Серпентин Тальк	Хромит Уваровит Хром-диопсид Хромовые хлориты Платина
		Иридиевая платина Осмирид Тетраферроплатина Изоферроплатина Стибиопадалладинит

Т а б л и ц а 3. Минералы медно-никелевых руд в ультраосновных (перидотитов, пироксенитов) и основных (габбро, норитов, габбродолеритов) горных породах

Индикаторные признаки и минералы	Главные минералы	Второстепенные и редкие минералы
Халькопирит и пирротин в виде вкраплений, гнезд и прожилок, магнетит в виде зерен в сульфидных породах	Энстатит-гиперстен Диопсид-геденбергит Битовнит-анортит	Антофиллит Хлорит Тальк Магнетит Пирротин
		Халькопирит Талнахит Кубанит Борнит Пентландит
		Тетраферроплатина Сперриллит Куперит Атоцит Звягинцевит

Т а б л и ц а 4. Минералы кислых горных пород (гранитов)

Минералы-индикаторы	Главные минералы	Второстепенные и редкие минералы	
Калиевый полевой шпат Кварц Слюда	Микроклин или ортоклаз Кислый плагиоклаз Биотит Мусковит Роговая обманка	Турмалин Хлорит Спессартин-альмандин Рутил	Анатаз Флюорит Топаз Берилл

Т а б л и ц а 5. Минералы натриево-щелочных горных пород (нефелиновых сиенитов, уртитов, ийолитов, мельтейгитов)

Минералы-индикаторы	Главные минералы	Второстепенные и редкие металлы	
Нефелин Эвдиалит Циркон	Нефелин Ортоклаз или микроклин Альбит Эгирин Лепидомелан	Канкринит Цеолиты Эвдиалит Апатит Астрофиллит	Лампрофиллит Циркон Ильменит Титанит Лопарит Пирохлор

Т а б л и ц а 6. Минералы гранитных пегматитов

Общие минералы	Специфические минералы разных пегматитов		
	керамических и слюдяных	хрусталеносных	сподуменовых
Микроклин или ортоклаз Олигоклаз Кварц Турмалин (шерл) Мусковит Биотит Спессартин-альмандин Апатит	Алланит Монацит Уранинит Циркон (циртолит)	Топаз Берилл Фенакит Флюорит	Альбит гребенчатый Сподумен Лепидолит Многоцветные турмалины Колумбит-танталит Поллуцит Касситерит Микролит

Т а б л и ц а 7. Минералы кальцевых скарнов

Минералы-индикаторы	Главные минералы	Второстепенные и редкие минералы
Гроссуляр-андрадит	Гроссуляр-андрадит	Касситерит
Диопсид-геденбергит	Диопсид-геденбергит	Магнетит
Скаполит	Скаполит	Шеелит
Везувиан	Везувиан	Молибденит
Эпидот	Эпидот	Пирит
Кальцит	Кальцит	Датолит
	Кварц	Данбурит
		Халькопирит
		Флюорит

Т а б л и ц а 8. Минералы магнезиальных скарнов

Минералы-индикаторы	Главные минералы	Второстепенные и редкие минералы
Форстерит	Форстерит	Шпинель
Диопсид	Диопсид	Магнетит
Апатит (большие хорошие кристаллы, голубые, зеленые, кирпично-бурые)	Флогопит	Апатит
Шпинель (черная и розовая)	Скаполит	Актинолит
Хондродит	Кальцит	Хондродит (нобергит)
		Лазурит
		Людвигит

Т а б л и ц а 9. Минералы высокотемпературных гидротермальных жил

Индикаторные признаки и минералы	Жильные минералы	Рудные минералы
Вольфрамит Висмутин Кварц Мусковит Околожильные изменения: грейзенизация	Кварц Флюорит Кальцит Мусковит Циннвальдит К-полевой шпат Берилл	Вольфрамит Шеелит Висмутин Пирит Арсенопирит Халькопирит Молибденит Сфалерит

Т а б л и ц а 10. Минералы грейзенов

Минералы-индикаторы	Главные минералы	Второстепенные и редкие минералы	
Мусковит Кварц Топаз Берилл	Микроклин или ортоклаз Альбит Мусковит Биотит Циннвальдит Лепидолит Кварц	Топаз Берилл Турмалин Флюорит Шеелит Вольфрамит	Касситерит Молибденит Висмутин Халькопирит Пирит Арсенопирит

Т а б л и ц а 11. Минералы среднетемпературных полиметаллических (с золотом) гидротермальных жил

Индикаторные минералы и признаки	Жильные минералы	Рудные минералы
Пирит Арсенопирит Блеклые руды Кварц Околожильные изменения: березитизация лиственитизация	Кварц Кальцит Доломит (анкерит)	Пирит Арсенопирит Халькопирит Пирротин Блеклые руды Сфалерит Галенит Золото

Т а б л и ц а 12. Минералы среднетемпературных ураноносных гидротермальных жил

Минералы-индикаторы	Жильные минералы	Рудные минералы		
Никелин Скutterудит Прустит Кальцит	Кварц Кальцит	Скutterудит Никелин Теннантин Висмутин	Аргентит Прустит Уранинит Халькопирит	Галенит Висмут Серебро Мышьяк

Т а б л и ц а 13. Минералы низкотемпературных мышьяково-сурьмяно-ртутных гидротермальных месторождений

Минералы-индикаторы	Жильные минералы	Рудные минералы
Киноварь Антимонит Флюорит Аурипигмент	Кварц Кальцит Флюорит Барит	Антимонит Киноварь Реальгар Аурипигмент Марказит

Т а б л и ц а 14. Минералы колчеданных месторождений

Индикаторные признаки и минералы	Главные минералы	Второстепенные и редкие минералы

А. Меднорудные месторождения

Пирит и халькопирит в виде мелко-тонкозернистых агрегатов массивного и слоистого сложения Околорудные изменения: серицитизация хлоритизация	Халькопирит Пирит Сфалерит	Борнит Блеклые руды Галенит Пирротин	Кварц Барит Флюорит Карбонаты

Б. Медно-свинцово-цинковые месторождения

	Пирит	Сфалерит Галенит Халькопирит Блеклые руды Пирротин	Марказит Кварц Кальцит Доломит

Т а б л и ц а 15. Минералы свинцово-цинковых стратиформных месторождений

Индикаторные минералы и признаки	Главные минералы	Второстепенные и редкие минералы	
Галенит, сфалерит, доломит, кальцит в виде пластовых залежей, полосчато-слоистых агрегатов, «бурундучных» руд	Доломит	Пирит	Сульфосоли свинца
	Кальцит	Марказит	Блеклые руды
	Барит	Халькопирит	Флюорит
	Галенит	Борнит	Кварц
	Сфалерит		

Т а б л и ц а 16. Минералы меднорудных стратиформных месторождений (медистых песчаников и сланцев)

Индикаторные минералы и признаки	Главные минералы	Второстепенные и редкие минералы	
Халькозин, борнит, халькопирит, как цементирующая масса сланцев, песчаников и гравийных отложений, линзы и прожилки в них	Халькозин	Пирит	Гематит
	Борнит	Ковеллин	Кварц
	Халькопирит	Блеклые руды	Кальцит
		Сфалерит	Барит
		Галенит	

Т а б л и ц а 17. Минералы вулканических возгонов и эксгалаций

Минералы-индикаторы	Главные минералы	Второстепенные и редкие минералы		
Сера в виде хрупких кавернозных мелкозернистых агрегатов, друз, щеток	Сера	Сассолин	Реальгар	Галит
		Нашатырь	Гематит	Сильвин
		Аурипигмент	Киноварь	Оксихлориды меди

Т а б л и ц а 18. Минералы главнейших регионально-метаморфических пород

Типы пород	Главные минералы	Второстепенные минералы
Зеленые сланцы, серицитовые филиты	Хлорит, эпидот-цоизит, актинолит, альбит, серицит, кварц	Тальк, биотит, гранат (спессартинового ряда), гематит, магнетит, графит и др.
Гнейсы	Плагиоклаз, микроклин, кварц. Биотит, амфибол, гиперстен. Кордиерит, дистен, силлиманит, ставролит	Гранат (пироп-альмандинового ряда), магнетит, графит, апатит, сфен и др.
Амфиболит	Роговая обманка, Пироксен (диопсид-геденбергит) Плагиоклаз	Кварц, микроклин, гранат (пироп-альмандинового ряда), биотит
Мраморы, кальцифиры	Кальцит, доломит	Диопсид, форстерит, гумит-хондродит, шпинель, флогопит и др.

Т а б л и ц а 19. Минералы кор выветривания

Породы, на которых сформирована кора выветривания	Новообразованные минералы	
	главные	второстепенные
Ультраосновные породы	Кварц, халцедон, опал, гидроксиды железа, кальцит, арагонит, доломит, магнезит, гарниерит, нонтронит	Гидроксиды марганца, брусит, гипс, сепиолит, тальк, палыгорскит, гидрохлорит, вермикулит, гидрослюда, каолинит, галлуазит, ферригаллуазит, монтмориллонит, бейделлит, волконскоит, хризопраз, асболоан
Базальты	Монтмориллонит, нонтронит, галлуазит, гидроксиды железа, кварц, халцедон, опал, кальцит, хлорит, палыгорскит	Гидроксиды марганца
Граниты, диориты	Каолинит	Галлуазит, гетит, опал, пирит, марказит, сидерит, гематит, магнетит, бемит, гидроксиды марганца, нонтронит
Гипсоносные породы	Гипс, целестин, барит, сера, арагонит, кальцит	Палыгорскит, гидроборацит, боронатрокальцит, иньоит, пандермит, колеманит, ашарит

Т а б л и ц а 20. Минералы зоны окисления сульфидных месторождений

Месторождения	Минералы	
	главные	второстепенные
Медные	Самородная медь, куприт, малахит, азурит, хризокол- ла, халькозин, ковеллин, гидроксиды железа	Халькантит, брошантит, ли- нарит, антлерит, диоптаз, те- норит, либетенит, оливенит, псевдомалахит, торбернит, атакамит
Цинковые	Смитсонит, каламин	Аурихальцит, адамин, госла- рит, мелантерит, гидроцинкит
Свинцовые	Церуссит, англезит, пиро- морфит, вульфенит, кро- конт	Ванадинит, деклуазит, штоль- цит, сурик, фосгенит, ледгил- лит, линарит, плюмбоярозит
Молибденовые	Повеллит, молибдит, вуль- фенит	Ферримолибдит

Т а б л и ц а 21. Минералы зон вторичного сульфидного обогащения

Тип месторождения	Минералы	
	главные	второстепенные
Полиметалличе- ский	Халькозин, аргентит, само- родное золото, серебро и медь	Ковеллин, марказит, сера, кварц, самородный вис- мут
Медных руд	Халькозин, ковеллин, борнит	Самородная медь, хризо- колла, куприт

Т а б л и ц а 22. Минералы хемогенных осадочных горных пород

Из истинных растворов (эвапориты)	Коллоиднохимические			
	железистые	кремнистые	марганцови- стые	алюминиевые
Доломит Кальцит Гипс Ангидрит Галит Сильвин Карналлит Гидроборацит Иньонит Мирабилит Сода	Лимонит Тюрингит Шамозит Сидерит	Опал Халцедон Кварц Каолин Глауконит Пиролоюзит Лимонит	Вад Пиролоюзит Родохрозит Опал	Лимонит Гидроксиды алюминия Гематит Магнетит Каолинит

Т а б л и ц а 23. Минералы россыпей

Промышленная группа	Минералы	
	главные	второстепенные
Золота	Золото, кварц, гидроксиды железа	Турмалин, полевые шпаты, магнетит, гематит
Платины	Ферроплатина, полик-сен, невянскит, сысерт-скит	Оливин, серпентин, хромит, пи-роксены, хлорит, магнетит, пи-котит, плеонаст, ильменит, ал-маз
Алмаза	Алмаз, пироп, ильме-нит, титаномагнетит, диопсид, оливин, перов-скит	Магнетит, альмандин, гроссу-ляр, циркон, золото, платина, осмистый иридий, гидроксиды железа
Монацита	Монацит, циркон, иль-менит, торит, рутил	Алмаз, рубин, хризоберилл, ко-лумбит, эшинит, ксенотим, бе-рилл, золото, шпинель, гранат, турмалин, ортит, кварц, каль-цит
Циркона	Циркон, рутил	Монацит, касситерит, гранат, магнетит
Танталита-колумби-та	Колумбит, танталит, касситерит	—
Касситерита-воль-фрамита-шеелита	Касситерит, вольфра-мит, шеелит	Турмалин, топаз, магнетит, кварц, сапфир, золото, цир-кон, титаномагнетит, андалу-зит, рутил
Ильменита-рутила	Ильменит, рутил, тита-номагнетит	Циркон, каолинит, апатит, мо-нацит, кианит, касситерит, гра-нат, золото, платина, ставро-лит, силлиманит, турмалин, шпинель, анатаз, корунд
Россыпного кварца	Кварц, каолинит, поле-вой шпат	

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ

Т а б л и ц а 1. Промышленное использование минералов

Элемент	Использование	Минерал	Места добычи
Алюминий, Al	Для получения легких сплавов, в электротехнике, производстве посуды, термита, сульфата (например — для травления)	Гидроксиды алюминия, криолит, нефелин, алунит	СССР, США, Франция, ВНР, СФРЮ, Ямайка
Барий, Ba	Соли Ba — в пиротехнике, сахарной промышленности, для оптического стекла и эмалей, в медицине, как защита от рентгеновских лучей, BaSO ₄ — утяжелитель раствора при бурении	Барит, виверит	США, СССР, ФРГ, Мексика
Бериллий, Be	Для легирования металлов в виде BeO — для жаропрочных материалов, как поглотитель нейтронов в ядерной технике	Берилл, фенакит, берtrandит	СССР, США, Кения
Бор, B	Для мощных средств, в стекольной промышленности, в мылах, удобрениях, в медицине и химии	Бораты, датолит	СССР, Италия, США, Аргентина
Бром, Br	Для получения средств для дезинфекции, красителей в медицине, химии	В карналите, галите	Израиль, ФРГ, ГДР
Ванадий, V	Для легирования и обработки сталей, для изготовления стекол, непроницаемых для ультрафиолетовых лучей, для постоянных магнитов	Карнотит, в бокситах, титаномагнетит	—
Висмут, Bi	Для получения легкоплавких сплавов, в медицине	Висмут, висмутин	Ю. Америка, Ю.-В. Азия
Вольфрам, W	Для получения сверхтвердых сталей и сплавов, для нитей ламп накаливания, в порошковой металлургии и химической промышленности	Вольфрамит, шеелит	СССР, США, Бирма, КНДР
Галлий, Ga	В производстве транзисторов, измерительных приборов, оптических стекол, в фармацевти-	В сфалерите, бокситах	СССР, Ямайка, США, Австралия, ВНР, СФРЮ

Гафний, Hf	Чешской промышленности В атомных реакторах и электропромышленности	В цирконе	СССР, Австралия, Бразилия
Германий, Ge	Для полупроводников, в фотоэлементах, для специальных стекол и светящихся материалов	Сфалерит	Ю. Африка, Заир, Намибия
Золото, Au	Для изготовления монет, драгоценностей, в стоматологии, в химическом оборудовании, для изготовления контактов термометров	Электрум, пирит, арсеницит	Ю. Африка, СССР, Канада
Железо, Fe	Общезвестно, так как железный век еще продолжается	Магнетит, сидерит, лимонит, гематит, шамолизит	СССР, Австралия, США, Канада, КНР, Швеция, Бразилия
Индий, In	Для защиты поверхности металлов, для производства тугоплавких сплавов, полупроводников	Сфалерит, халькопирит, галенит, касситерит	СССР, США, Канада, Австралия, Перу, ПНР
Иридий, Ir	Для химической аппаратуры, при изготовлении вечных перьев для авторучек	Осмирид, иридосмин, иридоплатина	СССР
Осмий, Os	Для получения легкоплавких сплавов, для аккумуляторов, красок, для производства реактивов	В сфалерите, вюртцит	США, СССР, ПНР, Австралия
Кадмий, Cd	В виде калийных соединений — в медицине, в пиротехнике, фотографии, производстве стекла, лакокрасочной промышленности	Сильвин, карналлит	СССР, Канада, ГДР, ФРГ
Калий, K	Металлический кальций — как плавленый металл для полупроводников, для получения силикона	Кальцит Кварц, силикаты	— —
Кальций, Ca	Для улучшения качества поверхностей сталей, бронзы, упругих и магнитных материалов, для синего окрашивания глазури	Кобальтин, скуттерудит, в асболоне	Заир, Марокко
Кремний, Si	В пиротехнике, для легирования, хлорид лития — для производства ковкой керамики, для воздушной сушки, катализатор в производстве Al, ядерного оружия	Сподомен, лепидолит, амблигонит, циннвальдит	США, Зимбабве
Кобальт, Co	Легкий металл для самолетов и ракет, для легирования Al, Zn, Cu, для факелов и вспышек, в качестве восстановителя	Магнетит, доломит, карналлит, бишофит	Австралия, Корейский п-ов
Литий, Li			
Магний, Mg			

Элемент	Использование	Минерал	Места добычи
Марганец, Mn	Для легирования сталей, в металлургических и других процессах (для удаления серы), в виде оксида — для окраски стекла	Пирролюзит, браунит, псилоомелан, манганит, родохрозит, вад	Индия, ПНР, Ю. Африка, Бразилия, Габон
Медь, Cu	В электропромышленности, получение сплавов (бронза, латунь), производство посуды, в виде сульфата меди — как ядохимикат	Халькозин, борнит, халькопирит, медь, коллин, энаргит	СССР, Канада, США, Чили, Заир, Замбия
Молибден, Mo	Для легирования сталей и чугуна, в рентгеновских трубках, для окраски стекол	Молибденит, вульфенит, повеллит	США, Канада, Чили
Мышьяк, As	Легирование сплавов, для дезинфекции, в медицине, ядохимикаты	Арсенопирит, блеклая руда, леллингит, реальгар, аурипигмент	Швеция
Натрий, Na	Антифрикционные компоненты, бронзы, катализатор, восстановитель, для удаления серы, для лампы накаливания	Галит	СССР, ГДР, ФРГ
Никель, Ni	Для посуды, как катализатор, сплавы (нейзильбер и др.), защита поверхностей аккумуляторов	Пентландит, никелин, скуттерудит, миллерит, гарниерит, герсдорфит	СССР, Куба, Канада, Австралия, Н. Калифорния
Ниобий, Nb	Легировующий металл для нержавеющей и коррозионностойких сталей, для изготовления катодов, тонких соел, магнитных материалов, сверхпроводников, антикоррозийной химической посуды	Колумбит, пирохлор, фергусонит	Бразилия, Канада
Ртуть, Hg	В термометрах, насосах, для медицинских целей и дезинфекции, для амальгамирования золота, производство взрывчатых веществ	Киноварь, блеклая руда	Испания, США, СССР, Италия, СФРЮ
Олово, Sn	Изготовление сплавов для подшипников, бронзы, для покрытия поверхностей, как паяльное олово, в керамической и стекольной промышленности, металл консервной банки	Касситерит, стаммин	СССР, Малайзия, Бразилия, КНР, Таиланд, Индия
Платина, Pt	Для изготовления специальных контактов, химических приборов, драгоценностей, в электро-	Платина, поликсен, пнерриллит	Африка, СССР, Канада, Колумбия

Редкие земли, Th	промышленности, в качестве катализатора, для термоэлементов Церий и др. — для кремней, газокалильных колпаков и угольных дуг, спец. стекол, легирования сплавов, европий — для цветного телесвидения	Монацит, ксенотим, самарскит, эшинит, зксенит, в апатите	СССР, Индия и др.
Рений, Re	Для термоэлементов, при изготовлении специальных пружин, как катализатор	В молибдените	США, ГДР, ФРГ
Свинец, Pb	Электротехника, антифрикционные сплавы, для радиационной защиты, лакокрасочная промышленность, производство стекла, в медицине, в военной промышленности	Галенит, перуссит, англезит, бурнонит, буланжерит	СССР, Канада, Австралия, Мексика
Селен, Se	В фотоэлементах, окраска стекла, фарфора, резины, обеспечивание стекла, для выпрямителей, катализаторов, в фотокопировальной технике	Селениды, в пирите, галените, халькопирите	(см. свинец, медь и др.)
Сера, S	Получение серной кислоты, пороха, вулканизация каучука, в производстве целлюлозы, в пиррометаллургии	Сера, пирит	США, Франция, Италия, ПНР
Серебро, Ag	В фотографиях, как драгоценный металл, в производстве зеркал, в медицине, в электротехнике	Аргентит, серебро, в галените	Мексика, США, Канада
Стронций, Sr	В пиротехнике, в химической и сахарной промышленности, в стекловой промышленности, в керамике	Стронцианит, целестин	Англия, ФРГ
Сурьма, Sb	Компонент сплавов, для аккумуляторов, типографского шрифта, баббита, паяльного олова, краски для резины, эмали	Антимонит, бурнонит, тетраэдрит, джемсонит	КНР, Франция, Ю. Америка
Теллур, Te	В фармацевтическом производстве в лабораторном оборудовании	В пирите, сфалерите	—
Титан, Ti	Металл для автоклавов, ракет, для легирования стали, в виде TiO_2 (титановые белила) и сульфата в текстильном производстве	Ильменит, рутил, титаномagnetит, анатаз, брукит	Австралия
Торий, Th	Как топливо для реакторов, для специальных стекол и сплавов	Монацит, торит	Индия, Австралия

Элемент	Использование	Минерал	Места добычи
Уран, U	В атомных реакторах, изготовление светящихся красок, специальные сплавы, как катализатор, в флуоресцирующих стеклах, ядерное оружие	Уранинит, карнотит, торбернит	СССР, Канада, Заир, Бразилия, США, Ю. Африка
Фосфор, P	Удобрения (90 %), производство фосфорной кислоты, фосфорных солей, красного фосфора	Апатит, фосфорит	СССР, Тунис, США, Марокко
Фтор, F	Получение искусственного криолита, плавиковой кислоты, фтористых соединений, в качестве флюса в металлургических процессах	Флюорит, в апатите	Мексика, Италия, Испания, Таиланд
Хром, Cr	Для легирования сталей, чугуна и меди, для хромирования металлов, соли хрома для дубления, при изготовлении красок и пр.	Хромит	СССР, Турция, Филиппины
Цезий, Cs	Производство термоэлементов, фотоэлементов, инфракрасных фильтров, МГД-генераторы, топливо для ракет, сверхдальняя связь	Поллуцит, в берилле, лепидолите, карналите	СССР, Канада
Цинк, Zn	Для оцинкования железа, изготовления латуни, в гальванических элементах, для пропитки древесины, в медицине	Сфалерит, вюрцит, смитсонит, каламин	СССР, Канада, США, Перу, ПНР, Австралия
Цирконий, Zr	Для получения сплавов, для изготовления восстановительных или дегонирующих составов, как материал для ядерных реакторов, соли Zr — в текстильной промышленности и для дубления	Циркон, бадделит	СССР, Бразилия, Австралия

Т а б л и ц а 2. Минеральное сырье в керамической и стекольной промышленности

Используемое сырье	Получаемые материалы
Андалузит	Жаро- и кислотоупорный фарфор
Апатит (фосфорит)	Фосфатные стекла, пропускающие ультрафиолетовые лучи
Барит	Специальные стекла, феррит бария, титанат бария (керамические ферроэлектрики)
Берилл	Специальные стекла, тугоплавкие тигли, электрофарфор
Боксит	Тугоплавкие штейны, стекла
Бораты	Металлокерамика, эмали, высокопрочные стекла, клей для высоких температур
Ванадиевые минералы	Зеленый и желтый красители
Вермикулит	Материал для очистки труб и печей
Висмутин	Эмали, глазури, ферроэлектрическая керамика, металлокерамика
Витерит	См. барит
Волластонит	Керамика для сварочных электродов
Галит	Стекла, эмали
Гематит	Ферриты, пигменты (бутылочно-зеленые, желто-коричневые, коричневые, сине-зеленые)
Графит	Тигли, электросопротивления
Доломит	Огнеупорные кирпичи, стекла, фарфоровая глазурь
Золото	Красный пигмент
Кальцит	Стекла, кирпичи, черепица, флюс
Каолинит	Фаянс, гончарные изделия, фарфор, шамот
Карналлит	Стекла, эмали
Касситерит (и станнин)	Краситель (белый) в глазуриях, ферроэлектрическая керамика
Кварц	Стекло, фарфор, силикатный кирпич
Кобальтовые минералы	Отбеливатели для стекол, красители для стекол, эмалей, фарфора (темно-синий, черный), склеивающий материал для эмалей, твердый сплав видия
Литневое сырье	Оптические стекла, стекло Линдемана (пропускающее рентгеновские лучи)
Магнезит	Высокоогнеупорные строительные материалы (магнезитовый кирпич), стекла, фарфоровые глазури, феррит магния
Марганцевое сырье	Обесцвечивание зеленого стекла, красители для стекла (фиолетовый, коричневый), склеивающий материал для эмалей
Медные минералы	Металлокерамика, пигменты (красный, медно-красный, синий, зеленый, малахитово-зеленый), феррит меди
Мирабилит	Стекла и эмаль
Молибденит	Металлокерамика, склеивающий материал для эмалей
Монацит	Осветляющее средство, краситель (желтый)
Нитрокалит	Осветляющие материалы в стеклах и эмалях
Нитронатрит	

Продолжение табл. 2

Используемое сырье	Получаемые материалы
Нефелин	Зеленые стекла, глазури, керамические изделия (заменитель полевого шпата)
Оливин (горная порода)	Огнеупорные материалы, форстеритовый камень для обкладки доменных печей
Платина	Краситель (голубой)
Полевые шпаты калиевые альбит, олигоклаз	Фарфор, стекло, эмали Глазури
Серебряное сырье	Краситель (желтый)
Силлиманит	См. андалузит
Содовые минералы	Стекла, эмали
Сподумен	Керамические вещества с высокой стойкостью к перепадам температуры и с небольшим тепловым расширением
Стронцианит	См. целестин
Сфалерит	Цинково-фосфатные стекла, феррит цинка
Тенардит	Стекла, эмаль
Титановое сырье (ильменит и рутил)	Огнеупорные строительные материалы, металло-керамика, титановые белила, кислотостойкие стекла, керамические электроизделия
Хромит	Огнеупорные кирпичи и изделия, краска для эмали и глазури
Целестин	Стекла, глазурь для кирпича, ферроэлектрики
Циркон	Тугоплавкие кирпичи и тигли, стекла с высокой прочностью и светопреломлением, металлокерамика

Т а б л и ц а 3. Минеральное сырье в сельском хозяйстве

Элемент	Минерал
Фосфор	Фосфорит, апатит, вивианит
Калий	Сильвин, карналлит, полигалит, каннит
Азот	Селитра (нитронатрит, нитрокалит). Большая часть азотистых веществ получается путем ожижения газа
Магний	Кизерит, карналлит, полигалит, доломит, каннит
Кальций	Гипс, ангидрит, кальцит, доломит
Сера	Гипс, ангидрит, сера, сернистые руды, алуниг

Т а б л и ц а 4. Синтетические вещества — заменители минералов

Минерал	Синтезированный минерал	Использование
Алмаз	Монокристаллы	Технические цели
Стибнит	Монокристаллы	Фотополупроводники, сегнетоэлектрики
Берилл (изумруд)	Игольчатые и обычные кристаллы	Микроэлектроника, лазеры, акустические и оптические приборы
Бромеллит	Монокристаллы	Ювелирное сырье
Гранат	Кристаллы феррита	Магнитные кристаллы
Кальцит	Монокристаллы	Оптический материал
Канкринит	Призматические кристаллы	Пьезоэлектрики
Касситерит	Монокристаллы	Детекторные устройства, термоденераторы, электрооптика, ювелирное дело
Кварц	Монокристаллы	Материал для оптической и радиотехнической промышленности
Корунд	Монокристаллы	Лазеры (рубины), ювелирное дело (рубины и «александриты»)
Малахит	Имитация природных агрегатов	Поделочный камень
Сфалерит	Монокристаллы	Электрооптика, пьезооптические и фотохромные свойства
Содалит	Монокристаллы	Пьезоэлектрики, полупроводники, электрооптика
Турмалин	Монокристаллы	Пьезо- и пирозэлектрики
Флогопит	Кристаллы	Электротехника, радиотехника
Флюорит	Монокристаллы	Оптический материал
Хризоберилл	Кристаллы	Лазеры, ювелирное дело
Цинкит	Монокристаллы	Сильный пьезоэлектрик

Т а б л и ц а 5. Минералы — ювелирные и драгоценные камни

Минерал	Разновидность	Цвет	Место нахождения
Корунд	Рубин	Красный (сизо-красной), чисто красный с легким голубоватым оттенком, светло-малиново-красный	Бирма, Таиланд, Австралия, Шри-Ланка
	Сапфир	Васильково-синий, цвета аквамарина, смарагда, аметиста	Шри-Ланка
	Парпаджа	Оранжево-желтый	—
	Лейкосапфир	Бесцветный	Шри-Ланка
Шпинель	Желтый сапфир	Желтый	Бирма, Таиланд, Шри-Ланка, Австралия, о. Тасмания, Бразилия
	Благородная шпинель	Розовый, красный, синий, коричневый, фиолетовый, желтый, зеленый, бесцветный	Шри-Ланка
Хризоберилл	Цейлонит (плеонаст)	Зеленовато-черный до черного	Шри-Ланка
	—	Желтый, зеленовато-желтый до коричневого	Бразилия, Шри-Ланка, о. Мадагаскар, Индия
	Александрит	Зеленый, смарагово-зеленый	СССР, Шри-Ланка
Опал	Благородный опал	Бесцветный, молочно-белый, слегка синеватый, опалесцирующий	Южная Австралия, Мексика, ЧССР
	Огненный опал	Светло-коричнево-желтый до глубокого коричневого	Мексика, Гондурас, Гватемала, Западная Австралия
Кварц	Горный хрусталь	Бесцветный	Бразилия
	Дымчатый кварц	Гвоздично-коричневый до дымчато-серого	Бразилия
	Аметист	Фиолетовый до пурпурно-красного	Бразилия, Уругвай, СССР, о. Мадагаскар, США, ГДР
	Цитрин	Светло-желтый до коричневого	Бразилия
	Тигровый глаз	Желто-коричневый, голубой	ЮАР

Продолжение табл. 5

Минерал	Разновидность	Цвет	Место нахождения
Оливин	Хризолит	Желто-зеленый, коричнево-зеленый, оливково-зеленый	Бирма, Красное море, Бразилия
Пироп	—	Темно-красный	ЧССР, Кимберли, Южная Африка
Циркон	—	Синий, желтый, бесцветный	Шри-Ланка, Таиланд
Топаз	—	Желто-красный	
Берилл	—	Винно- и палево-желтый, синий, фиолетовый, зеленый, розовый	СССР, ГДР, Бразилия, Шри-Ланка
	Аквамарин	Розовый, желтый, бесцветный	Шри-Ланка, Нямбия
	Изумруд (смарагд)	Светло-синий до синевато-зеленого	Бразилия, о. Мадагаскар
		Светло- до голубого смарагдового зеленого	Колумбия, СССР
Турмалин	Индиголит	Темно-синий	Бразилия, США, СССР, о. Мадагаскар
	Рубеллит	Розовый до темно-красного	
	Ахроит	Бесцветный	
Жадеит	Империял-жад	Смарагдово-зеленый	Бирма
Спудумен	Кунцит	Бесцветный, розовый, темно-фиолетовый	США, о. Мадагаскар
Скаполит	—	Винно-желтый	Бразилия, о. Мадагаскар
Бирюза	—	Зеленовато-синий	Египет, Иран

Т а б л и ц а 6. Минеральные краски и пигменты

Минерал	Формула	Краска или пигмент
Азурит	$\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$	Синяя краска
Барит	$\text{Ba}(\text{SO}_4)$	Белая краска
Вивианит	$\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Синяя краска
Гарниерит	$(\text{Mg}, \text{Ni})_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$	Зеленая краска
Гематит	Fe_2O_3	Красная и бурая краска
Глауконит	$\text{KFe}^{2+}\text{Fe}^{3+}(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	Зеленая краска
Графит	C	Черный пигмент
Ильменит	FeTiO_3	Пигмент — диоксид титана
Киноварь	HgS	Красная и бурая краска
Лазурит	$\text{Na}_3\text{Ca}(\text{AlSiO}_4)_3(\text{SO}_4, \text{S}_2)$	Синяя краска
Лимонит	Гидроксиды Fe^{3+}	Пигмент — железо-оксидный
Магнетит	Fe_3O_4	Пигмент черный
Малахит	$\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$	Зеленая краска
Рутил (анатаз)	TiO_2	Пигмент — диоксид титана
Сфалерит	ZnS	Цинковые пигменты
Хризоколла	$\text{CuO} \cdot \text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Зеленая краска
Ярозит	$\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$	Красно-желтая краска

ОБРАЗЕЦ ТАБЛИЦЫ МИНЕРАЛОВ

Форма

конспекта свойств минералов (домашняя работа)

Название минерала, химическая формула, главные примеси	Тип, структуры, Сингония, форма кристаллов и агрегатов (рисунки)	Слайность (степень совершенства, число направлений, углы)	Излом	Твердость	Блеск	Цвет	Черта	Прочие свойства (магнитность, растворимость, плавкость и др.)
1	2	3	4	5	6	7	8	9

Продолжение

Условия нахождения	Минералы-спутники	Сходные минералы и отличительные признаки	Практическое значение	Примеры месторождений
10	11	12	13	14

Минералогические и геологические музеи страны

Город	Музеи, экспозиции	Адрес
Алма-Ата	Минералогический музей Политехнического института	ул. Сатпаева, 22
Алма-Ата	Геологический музей Института геологических наук АН Казахской ССР	ул. Калинина, 69 ^a
Апатиты	Музей Геологического института Кольского филиала АН СССР	ул. Ферсмана, 14
Асбест	Геологический музей	ул. Промышленная, 4
Баку	Геологический музей геологического управления при Совете Министров Азербайджанской ССР	ул. Вахрама Агаева, 100 ^a
Владивосток	Минералогический музей Дальневосточного Геологического института АН СССР	пр. 100-летия Владивостока, 159
Волгоград	Музей почвоведения и геологии Сельскохозяйственного института	ул. Институтская, 8
Воронеж	Геологический музей, почвенный музей университета	Университетская пл., 1
Грозный	Геолого-минералогический музей Нефтяного института	пр. Орджоникидзе, 100
Днепропетровск	Геолого-минералогический музей Горного института	пр. К. Маркса, 19
Ереван	Музей управления геологии при Совете Министров Армянской ССР	ул. Черенца, 46
Ивано-Франковск	Геологический музей Института нефти и газа	ул. Ленина, 28
Игарка	Музей мерзлотной станции Института мерзлотоведения АН СССР	ул. Большого театра, 13
Ижевск	Почвенно-минералогический музей Сельскохозяйственного института	ул. Кирова, 16
Иркутск	Геологический музей университета	ул. Ленина, 3
Иркутск	Геологический музей Политехнического института	ул. Лермонтова, 83
Иркутск	Геологический музей ПГО Иркутскгеология	ул. Ленина, 34

Город	Музеи, экспозиции	Адрес
Казань	Геолого-минералогический музей	ул. Ленина, 4/5
Киев	Геологический музей Института геологических наук АН Украинской ССР	ул. Ленина, 15
Киев	Минералогический музей Института геохимии и физики минералов АН УССР	пр. Палладина, 34
Коммунарск	Геолого-минералогический музей	пр. Ленина, 16
Кострома	Геологический музей Педагогического института	ул. 1-го Мая, 14
Краснотурьинск	Геологический музей	ул. Октябрьская, 45
Красноярск	Минералогический музей института цветных металлов	пер. Вузовский, 3
Кривой Рог	Геолого-минералогический музей горнорудного института	ул. Пушкина, 3
Ленинград	ЦНИГР музей	пр. Средний, 74
Ленинград	Горный музей Горного института	21-я линия, 2
Ленинград	Минералогический музей университета	Университетская наб., 7/9
Львов	Геологический минералогический музей университета	ул. Щербакова, 4
Магадан	Геологический музей Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института АН СССР	ул. Портовая, 16
Миасс	Музей Ильменского государственного заповедника	Ильменский заповедник
Минск	Геологический музей университета	Университетский городок
Москва	Минералогический музей, Геолого-палеонтологический музей геолого-разведочного института	пр. Маркса, 18
Москва	Минералогический музей АН СССР	пр. Ленинский, 18 к. 2
Москва	Петрографический музей Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР	пер. Старомонетный, 35

Город	Музеи, экспозиции	Адрес
Москва	Музей Земли при МГУ	Ленинские горы, 2
Новосибирск	Центральный Сибирский геологический музей АН СССР	пр. Университетский, 3
Новочеркасск	Минералогический музей Политехнического института	ул. Просвещения, 120
Одесса	Петрографо-минералогический музей	пер. Шампанский, 2
Омск	Геолого-минералогический музей Педагогического института	ул. Партизанская, 4 ^а
Пермь	Минералогический музей	ул. Букирева, 15
Петропавловск-Камчатский	Научный музей Института вулканологии АН СССР	бульвар Пийпа, 9
Ростов-на-Дону	Минералого-петрографический музей университета	ул. Энгельса, 105
Ростов-на-Дону	Регионально-геологический музей университета	ул. Энгельса, 105
Саратов	Геологический, минералогический, палеонтологический музей университета	ул. Астраханская, 83
Свердловск	Уральский геологический музей Свердловского горного института	ул. Куйбышева, 39
Симферополь	Геологический музей Института минеральных ресурсов Министерства геологии АН СССР	пр. Кировский, 47/2
Сыктывкар	Геологический музей Института геологии Коми филиала АН СССР	ул. Коммунистическая, 26
Тбилиси	Минералогический музей университета	пр. Чавчавадзе, 1
Тбилиси	Минералогический музей Политехнического института	ул. Ленина, 77
Томск	Палеонтологический, минералогический музей университета	ул. Ленина, 36
Тюмень	Геологический музей Индустриального института	ул. Володарского, 38
Улан-Удэ	Геологический музей Бурятского геологического управления	ул. Ленина, 57

Окончание прилож. 4

Город	Музеи, экспозиции	Адрес
Улан-Удэ	Геологический музей Геологического института Бурятского филиала АН СССР	ул. Павлова, 2
Харьков	Музей естествознания университета	ул. Тринклера, 8
Чита	Геолого-минералогический музей Политехнического института	ул. Калинина, 117
Черновцы	Геолого-географический музей	ул. Коцюбинского, 2
Якутск	Геологический музей Института геологии Якутского филиала АН СССР	ул. Петровского, 2

Список литературы

1. Берри Л., Мейсон Б., Дитрих Р. Минералогия. Теоретические основы. Описание минералов. Диагностические таблицы.— М.: Мир, 1987.
2. Бетехтин А. Г. Курс минералогии.— М.: Госгеолтехиздат, 1961.
3. Брэгг У. Л., Кларингбулл Г. Д. Кристаллические структуры минералов.— М.: Мир, 1967.
4. Вертушков Г. Н., Авдонин В. Н. Таблицы для определения минералов по физическим и химическим свойствам.— М.: Недра, 1980.
5. Гинзбург А. И., Кузьмин В. И., Сидоренко Г. А. Минералогические исследования в практике геолого-разведочных работ.— М.: Недра, 1981.
6. Годовиков А. А. Введение в минералогию.— Новосибирск: Наука, 1973.
7. Евзикова Н. З. Поисковая кристаллография.— М.: Недра, 1984.
8. Жабин А. Г., Самсонова Н. С., Исакович И. З. Минералогические исследования оклорудных ореолов.— М.: Недра, 1987.
9. Корнилов К. И., Солодова Ю. П. Ювелирные камни.— М.: Недра, 1987.
10. Лазаренко Е. К. Курс минералогии.— М.: Высшая школа, 1971.
11. Миловский А. В., Кононов О. В. Минералогия.— М.: Изд-во МГУ, 1982.
12. Минералогическая энциклопедия/Под ред. К. Фрей.— Л.: Недра, 1985.
13. Минералогические методы исследования: Справочник.— М.: Недра, 1985.
14. Попов Г. М., Шафрановский И. И. Кристаллография.— М.: Высшая школа, 1972.
15. Урусов В. С. Теоретическая кристаллохимия.— М.: Изд-во МГУ, 1987.
16. Хёрлбат К., Клейн К. Минералогия по системе Дэна.— М.: Недра, 1982.
17. Шафрановский И. И., Алявдин В. Ф. Краткий курс кристаллографии.— М.: Высшая школа, 1984.
18. Юшкин Н. П. Топоминералогия.— М.: Недра, 1982.

- Аварунит 150
 Август 233, 234
 Азурит 173
 Актинолит 192, 230, 236—238
 Алланит 213, 222
 Алмаз 151—154, 157
 Алунит 269, 273, 275
 Альбит 253, 254, 257, 261, 264
 Альмандин 212, 213, 216, 219, 221, 229
 Алюминий 151
 Амблигонит 270
 Амфибол 232, 235, 236
 Анальцим 254, 255, 264, 268
 Анатаз 179
 Ангидрит 269, 272, 273, 274
 Англезит 273, 274
 Андалузит 213, 220
 Андезин 262
 Андрадит 140, 195, 213, 216, 219, 222
 Аннабергит 171, 175, 270
 Анортит 210, 253, 254, 261
 Антимонит 164, 165, 170, 171
 Антофиллит 231—235
 Апатит 265, 269, 270
 Арагонит 268, 277, 283
 Аргентит 161
 Арсенопирит 155, 161, 164, 165, 175
 Арфведсонит 232, 233, 237
 Астрофиллит 213, 214, 216, 223, 265
 Атакомит 285
 Атоцит 150
 Аурипигмент 171
 Ашарит 268, 276

 Барит 272, 273
 Бастнезит 277
 Бейделлит 246, 252
 Бемит 200, 201
 Берилл 223, 225, 226
 Бернессит 179
 Бетафит 197
 Биксбит 179
 Биотит 221, 247, 250, 251
 Бирюза 270
 Битовнит 262
 Бишофит 284, 285
 Блеклые руды 155, 161, 165, 173
 Борнит 162, 172, 173
 Браунит 179
 Бромаргирит 284
 Бронзит 237
 Брошантит 273

 Брусит 201
 Буланжерит 161, 174

 Вайраунит 150
 Ванадинит 270
 Везувиан 213, 216, 222
 Вермикулит 249
 Вивианит 270
 Виллемит 212, 213, 216, 284
 Висмут 151
 Висмутин 164, 172
 Витерит 277
 Волластонит 239
 Вольфрамит 198
 Вульфенит 275

 Галенит 161, 164, 165, 169
 Галит 284, 286
 Галлуазит 246, 252
 Гарниерит 246
 Гатчеттолит 197
 Гаусманит 179
 Геденбергит 195, 230, 232—237
 Гейландит 254, 256
 Гематит 178, 179, 181, 182, 195, 202, 203
 Гемиморфит 214, 223
 Герсдорфит 175
 Гётит 201, 203
 Гиббсит 200—202
 Гидрорацит 276, 277
 Гидрослюда 243, 249
 Гиперстен 237, 238
 Гипс 269, 272—274
 Глаукоцит 161
 Глауконит 249
 Глаукофан 232, 233, 238
 Голдманит 213
 Гранат 140, 206, 219, 264
 Графит 151, 153, 157
 Гроссуляр 140, 212, 213, 216, 219, 222
 Гунтит 141
 Гюбнерит 179

 Данбурит 210
 Демантоид 212
 Десмин 268
 Джемсонит 161
 Диаллаг 237, 238
 Диаспор 200—202
 Дикит 246
 Диопсид 193, 230, 231, 233, 235—228
 Диоптаз 225

Дистен 220
Доломит 220, 269, 277, 281

Жадеит 232, 234, 237, 238
Жедрит 232, 234
Железо 155

Золото 150, 155, 178

Идокраз 222
Изоферроплатина 150, 156
Изумруд 227
Иллит 248
Ильменит 179, 182, 195
Иньоит 276
Иридий осмий 156

Йодаргирит 284

Каламин 213, 217, 223
Кальсилит 254
Кальцит 140, 171, 175, 179, 193, 217, 264, 278
Камасит 156
Канкринит 253, 254, 265
Каолинит 210, 241, 243, 246, 250, 264
Карналлит 284—286
Карнотит 270, 272
Карпатит 287
Касситерит 178, 179, 182
Кварц 170, 173, 179, 183, 193, 211, 221, 264
Кеммерерит 196, 250
Кианит 213, 214, 216, 220, 221
Киноварь 161, 162, 170
Клиноптилолит 254, 268
Клинохлор 249
Клинохолмквистит 234
Клиноэнстатит 231, 233, 234
Кноррингит 213, 219
Кобальтин 161, 164, 165, 174
Ковеллин 161, 172, 173
Когенит 287
Колеманит 276
Колумбит 179, 197
Кордиерит 225, 229
Корренсит 250
Корунд 178, 179, 180
Коусит 184
Кочубеит 196, 250
Красная серебряная руда 161, 173
Криптомелан 179
Криолит 284
Кристобалит 179, 184, 201
Крокидолит 236
Крокоит 268, 276
Ксенотим 270
Куммингтонит 231, 234
Куприт 155, 179, 180

Купроаурит 150
Кутнагорит 143

Лабрадор 262, 263
Лазурит 254, 255, 266
Лампрофиллит 216
Лейцит 254, 255, 263
Леллингит 161
Лепидокрокит 201, 203
Лепидолит 249, 264
Ловчоррит 216
Лонсдейлит 151
Лопарит 196
Людовигит 277

Магнезиорибекит 232, 233
Магнезит 140, 168, 269, 277, 279, 282
Магнетит 178, 179, 194, 195, 217, 238
Малакон 218
Малахит 155, 173, 180, 269, 277, 283
Малладрит 284
Манганит 201
Мариалит 254
Марказит 161, 164, 169, 174
Медь 151, 154, 180
Мейонит 254
Меланит 213, 219
Мелантерит 273
Мельниковит 169
Менделевит 197
Микроклин 254, 257
Микролит 179, 197, 210
Мирабилит 272, 275
Молибденит 161—165, 172
Монацит 268, 270
Монетит 269
Монтмориллонит 242, 243, 246
Мусковит 172, 239, 240, 247, 251, 263
Мышьяк 151, 156

Накрит 246
Натрит 277
Натролит 254, 256, 268
Натрон 277
Нахколит 277
Нашатырь 284
Нефелин 182, 196, 199, 210, 229, 253, 265
Никелин 161, 171, 175, 272
Нонтронит 246

Обручевит 197
Оливин 206, 212, 214, 216, 217, 251
Олигоклаз 262, 263
Омфациит 237
Опал 201—203
Ортит 222
Ортоклаз 254, 257
Осборнит 287

Осмирид 151
Осмистый иридий 156
Отенит 270, 272

Палладий 151
Палыгорскит 242, 243, 246, 251
Пандаит 197
Пандермит 276
Паризит 277
Пеннин 249
Пентландит 161, 168, 171
Перовскит 179, 196
Пираргирит 173
Пирит 155, 160—162, 169, 171, 174
Пироксен 230, 233, 235, 251
Пирролюзит 178, 179, 183, 203, 230
Пироморфит 270, 271
Пироп 212, 213, 216, 219
Пирофиллит 240, 241, 243, 246, 251
Пирохлор 179, 197, 201
Пирротин 161, 168, 170, 171
Плагноклаз 262
Платина 151, 156
Повеллит 275
Полигалит 273
Поллуцит 254, 264
Пренит 264
Прустит 173
Псевдокотунит 284
Псиломелан 201, 203

Раухтопаз 192
Раммельсбергит 161
Реальгар 161, 164, 166, 171
Ревдинскит 246
Ректорит 250
Рибекит 232, 233, 236
Ринколит 216, 229
Риннеит 284
Роговая обманка 230, 233, 236, 237, 251
Родий 151
Родонит 230
Родохрозит 140, 277, 279
Рубин 178
Рустенбургит 150
Рутил 179, 182

Самарскит 179
Санидин 254, 257
Сапонит 246
Сапфир 178
Сассолин 277
Сафлорит 161, 169
Свинец 151
Селлаит 284
Сера 151, 153, 156
Сердолик 192
Серебро 151, 155

Серницит 248, 263, 264
Серпентин 196, 241, 242, 245, 250
Сидерит 140, 277, 280, 282
Силлиманит 213, 220, 221
Сильвин 285, 286
Скаполит 253, 256, 263, 265
Скородит 270
Скуттерудит 161, 175
Смектит 246
Смитсонит 277, 281
Соболевскит 150
Содалит 254—256
Сперрилит 156, 161
Спессартин 213, 219
Сподумен 233—238
Ставролит 213, 216, 221
Станнин 162
Стибнит 161
Стильбит 254, 256, 268
Стишовит 179, 184
Стронцианит 277
Сульфурит 151
Сфалерит 160—162, 165, 169, 173, 199

Тальк 210, 238—243, 246, 251
Танталит 179
Тенардит 272
Тенорит 155, 178, 180
Тетраферрифлогопит 247
Тетраферроплатина 150, 156
Титанит 213, 216, 220, 265
Титаномагнетит 194
Тодорокит 179
Топаз 206, 212—216, 221, 264
Торбернит 270, 272
Торианит 179
Торит 213, 217
Тортвейтит 212
Тосудит 250
Тремолит 209, 231, 232, 234, 237
Тридимит 179, 183, 201
Троилит 161
Туламинит 150
Турмалин 223, 225, 264
Тэнит 151, 155
Тюрингит 249
Туямунит 270

Уваровит 140, 196, 212, 213, 215, 219
Улексит 276
Ульвит 195
Уранинит 179, 192
Урванцевит 150

Фаялит 213, 217
Фенакит 212, 213, 217, 218
Фенгит 248
Ферберит 179

Фергусонит 179
Феррит 151, 155
Ферроактинолит 232, 234
Ферроникельплатина 150
Ферросилит 231
Флогопит 193, 217, 239, 243, 247, 250
Флюорит 176, 218, 264, 284, 285
Форстерит 193, 213, 217, 220
Фуксит 244, 247

Халцедон 192
Халькантит 273
Халькозин 169
Халькопирит 154, 160, 165, 168, 171, 172
Хлоантит 161, 175
Хлораргирит 285
Холмквистит 233, 234, 237
Хонгшинит 150
Хондродит 213, 214, 217, 220
Хризоберилл 179
Хризоколл 155, 225, 229
Хризолит 212
Хризопраз 192
Хромдиопсид 236
Хромит 179, 195

Целестин 273
Цеолиты 264, 266
Церуссит 277, 283
Цинк 151

Циркон 179, 182, 212, 218
Циртолит 218
Цитрин 192
Цоизит 264

Чаоит 151
Чермакит 232

Шабазит 254, 255, 268
Шамозит 249
Шахнерит 150
Шеелит 179, 268, 275
Шерл 225
Шёрломит 213, 215, 219
Шмальтин 161, 164, 175, 272
Шортит 277
Шпинель 178, 179, 192—195, 217, 220

Эвдиалит 229, 265
Эгирин 230, 232, 234—237
Эденит 232
Эккерманит 232, 233
Эльбаит 225
Энстатит 231, 234, 237
Энаргит 161
Эпидот 212—214, 222, 263
Эпсомит 273
Эритрин 174, 268—272
Эшинит 179

Ярозит 273, 275

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Принятые сокращения названий сингоний	5
Глава 1. Предмет и история минералогии	6
Объект и содержание минералогии (6). История становления минералогии как самостоятельной науки (8). Формирование современных тенденций развития минералогии (15). Место минералогии среди других наук и ее практическое значение (17). Основные направления исследований (18).	
Глава 2. Кристаллическая структура и химический состав минералов	20
Вводные понятия (20). Характерные свойства кристаллических веществ (21). Принципы плотнейшей упаковки атомов и ионов (22). Координационные числа (24). Радиусы атомов и ионов в кристаллах (26). Химический состав минералов и изоморфизм (28). Типы изоморфизма (29). Генетические факторы изоморфизма (33).	
Глава 3. Идеальные кристаллы минералов	35
Идеальный и реальный кристалл (35). Модели роста идеальных кристаллов (36). Элементы огранения кристаллов (39). Элементы симметрии кристаллов (39). Формулы симметрии и тридцать два вида симметрии кристаллов (42). Природная огранка кристаллов (45). Установка кристаллов (48). Символы граней (49).	
Глава 4. Реальные кристаллы и их агрегаты	53
Типы зарождения кристаллов в природе (53). Закон постоянства граничных углов (54). Двойниковые сростки кристаллов (55). Пирамиды и зоны роста кристаллов (56). Расщепленные кристаллы (57). Скелетные кристаллы и дендриты (61). Метасомы и пойкилокристаллы (62). Микрорельеф поверхностей кристаллов (64). Включения в кристаллах (66). Ложные кристаллы — псевдоморфозы (69). Облик (форма) и габитус кристаллов (69). Некоторые агрегаты кристаллов (70).	
Глава 5. Свойства минералов	74
Общие сведения (74). Анизотропия свойств кристаллов (75). Изменчивость свойств изоморфных смесей (76). Окраска (цвет) (77). Поляризация и двойное лучепреломление света (85). Блеск (86). Игра и переливы цвета минералов (87). Люминесценция (88). Плотность (89). Механические свойства (90). Магнитные свойства (93). Электрические свойства (97).	
Глава 6. Генезис минералов	98
Понятие о генезисе минералов и генетической минералогии (98). Среда минералообразования (100). Причины и способы минералообразования (104). Типы минеральных месторождений (106). Магматические минеральные месторождения (108). Пегматиты (111). Скарновые месторождения (114). Гидротермальные месторождения (117). Эксгальционные месторождения (121). Метаморфические месторождения (122). Метаморфизованные месторождения (123). Вадозные месторождения (124). Криогенные месторождения (125). Сублимационные месторождения (126). Место-	

рождения зон выветривания и окисления (126). Инфильтрационные месторождения (127). Механические седиментогенные месторождения (128). Хемогенные осадочные месторождения (129). Биогенные месторождения (130). Диагенетическое минералообразование (130). Гидротермально-осадочные месторождения (131). Стадийность процессов образования минералов, генерации и парагенезисы (132). Элементы онтогении минералов (133). Типоморфизм минералов (136). Методические указания (138)

Глава 7. Элементный химический состав, классификация и названия минералов 140

Минерал, минеральный вид, разновидность (140). Элементный химический состав (143). Классификация минералов (145). Названия минералов (147). Методические рекомендации для самостоятельной работы с минералами (148)

Глава 8. Простые вещества : : 150

Общие сведения (150). Кристаллохимические особенности (151). Морфология кристаллов и физические свойства (153). Особенности условий образования (154). Краткие сведения о минералах (154)

Глава 9. Сернистые соединения и их аналоги 160

Общие сведения (160). Кристаллохимические особенности (162). Морфология кристаллов и физические свойства (165). Особенности условий образования (167). Краткие сведения о минералах (169). Процессы окисления сульфидов в приповерхностных условиях (175)

Глава 10. Оксиды 178

Общие сведения (178). Краткие сведения о минералах (180)

Глава 11. Гидроксиды 199

Общие сведения (199). Кристаллохимические особенности (200). Морфология кристаллов и физические свойства (201). Краткие сведения о минералах (202)

Глава 12. Силикаты и их аналоги 205

Общие особенности состава и структур (205). Структурные типы анионных радикалов (206). Классификация (211)

Глава 13. Островные силикаты 212

Общие сведения (212). Кристаллохимические особенности (212). Морфология и физические свойства (214). Особенности условий образования (216). Краткие сведения о минералах (217)

Глава 14. Кольцевые силикаты 223

Общие сведения (223). Краткие сведения о минералах (225)

Глава 15. Цепочечные и ленточные силикаты 230

Общие сведения (230). Волластонит и родонит (230). Кристаллохимические особенности пироксенов и амфиболов (230). Морфология кристаллов и физические свойства пироксенов и амфиболов (233). Особенности условий образования пироксенов и амфиболов (236)

Глава 16. Слоистые (листовые) силикаты и алюмосиликаты	239
Общие сведения (239). Кристаллохимические особенности (239). Морфология кристаллов и физические свойства (243). Индивидуальные особенности состава и свойств минералов (245). Условия образования и использование (250)	
Глава 17. Каркасные алюмосиликаты	253
Общие сведения (253). Кристаллохимические особенности (253). Морфология и физические свойства (255). Краткие сведения о минералах (256)	
Глава 18. Соли кислородных кислот	268
Общие сведения (268). Фосфаты, арсенаты, ванадаты (269). Сульфаты (272). Вольфраматы (275). Хроматы (276). Бораты (276). Карбонаты (277)	
Глава 19. Галогенные и прочие соединения	284
Общая характеристика галогенных соединений (284). Краткие сведения о минералах (285). Прочие соединения (287)	
Глава 20. Минеральный состав Земли	287
Распространенность минералов в разных геосферах (287). Эволюция образования минералов на Земле (291). Минералогические эпохи и провинции (293)	
Глава 21. Элементы прикладной минералогии и практическое использование минералов	297
Общие положения (297). Поисковая минералогия (297). Технологическая минералогия (303). Техническая минералогия и минералогическое материаловедение (306). Практическое использование минералов (308).	
Глава 22. Приемы и методы минералогических исследований	311
Общие сведения (311). Полевые минералогические исследования (312). Лабораторные исследования (314). Физико-химический эксперимент как метод минералогических исследований (316)	
Заключение	317
Приложения:	
1. Минеральные ассоциации	318
2. Использование минералов	328
3. Образец таблицы минералов	339
4. Минералогические и геологические музеи страны	340
Список литературы	344
Указатель минералов	345

УЧЕБНОЕ ИЗДАНИЕ

Булах Андрей Глебович

МИНЕРАЛОГИЯ С ОСНОВАМИ КРИСТАЛЛОГРАФИИ

Заведующий редакцией *В. А. Крыжановский*

Редактор издательства *А. П. Хуповка*

Технические редакторы *Н. В. Жидкова, Л. Г. Лаврентьева*

Корректор *М. В. Дроздова*

ИБ № 7765

Сдано в набор 09.02.89. Подписано в печать 05.07.89. Т-10348. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага книжно-журн. имп. Гарнитура Литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 22,0. Усл. кр.-отт. 22,0. Уч.-изд. л. 22,80. Тираж 9950 экз. Заказ 361/1832—2. Цена 1 р. 10 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 125047
Москва, пл. Белорусского вокзала, 3

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 191126, Ленинград, Социалистическая ул., 14.