

Ф. И. ВОЛЬФСОН, Е. М. НЕКРАСОВ

ОСНОВЫ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



ПРЕДИСЛОВИЕ

Среди многочисленной геологической литературы особое место занимают обобщающие работы и учебные пособия, в которых рассматриваются представления об условиях формирования и размещения различных полезных ископаемых и в первую очередь рудных месторождений. Это обусловлено тем, что в подобных работах освещаются геология, закономерности размещения и условия образования наиболее типичных рудных месторождений, поисками, разведкой и эксплуатацией которых непосредственно занимается широкий круг специалистов различных профессий. Это не только инженерный геологический персонал, но и многочисленный отряд геологов-техников, коллекторов, горных инженеров, техников и мастеров, бригадиров рабочих бригад, буровых мастеров, специалистов химических лабораторий, определяющих качество руд, а также обогатителей и металлургов, которые призваны решать конкретные задачи. Кроме того, вопросами формирования рудных месторождений могут интересоваться и лица иных, смежных с геологическими профессий, например преподаватели географии, краеведы и др. Именно этому широкому кругу читателей посвящена настоящая книга.

В первой ее части в доступной форме разбираются важнейшие минералы и породы, сложившиеся современные представления о тектоническом строении земной коры, а также сведения о внутреннем строении Земли и геохронология. Во второй, главной части книги читатели ознакомятся с современными научными представлениями о глубинных и поверхностных источниках металлов и основных геологических процессах, ведущих к рудообразованию в недрах Земли или на ее поверхности, а также на дне океанов, морей и рек. В этой части на базе ранее рассмотренных общих геологических понятий излагаются сведения, учитывающие новейшие гипотезы и современные представления об условиях формирования и размещения руд различных металлов, приводятся генетическая систематика и характеризуются условия возникновения главных групп и типов месторождений. Последние иллюстрируются типичными примерами.

Завершается книга краткими разделами, рассматривающими некоторые представления о региональных закономерностях размещения рудных месторождений в различной геологической обстановке.

Книга построена таким образом, что излагающиеся в ней новые данные постепенно развивают и дополняют материал предыдущих глав. Для лучшего восприятия текста в конце книги помещен словарь, в котором охарактеризовано большинство минералов, упоминаемых в работе, а также объяснено значение наиболее важных геологических понятий.

В работе проанализирована геологическая обстановка формирования рудных месторождений различных генетических классов и рассмотрены физико-химические условия рудообразования. При этом авторами принималось во внимание, что читатели знакомы с основами физики и особенно химии в объеме, соответствующем программе средней образовательной школы.

Авторы отчетливо представляют, что в относительно небольшой книге трудно одновременно изложить различные вопросы общей геологии и в то же время в доступной для широкого круга читателей форме охарактеризовать основы образования рудных месторождений, в которых бы учитывались современные научные представления об их происхождении. Поэтому предлагаемая работа не лишена, по-видимому, недостатков. Авторы будут благодарны за критические замечания и пожелания читателям, которые ознакомятся с книгой.

Замечания просим направлять по адресам: Москва, Старомонетный переулок, 35, ИГЕМ АН СССР и Москва, Крымский вал, 22, НИЛЗарубежгеология.

Глава I

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ

В настоящей главе читатель познакомится с основными сведениями о кристаллах, минералах, породах и рудах, слагающих земные недра, а также со многими другими вопросами общей геологии. В частности, читатель получит представление о типах складок и трещин, пересекающих земную кору, о форме магматических тел, образующихся на поверхности земли или застывающих на глубине, о строении континентов и океанического дна и взглядах на историю их формирования. В заключительной части главы приводятся хронологическая последовательность геологических событий и описание методов, позволяющих воссоздать длительную историю развития земной коры.

КРИСТАЛЛЫ

В природе все минеральные вещества, кроме газов, жидкой нефти и различных битумов, воды и очень редко встречающейся самородной ртути, находятся в твердом состоянии. Твердые минеральные вещества распространены в виде кристаллов и их разновидностей, называемых метакристаллами и идиобластами, а также в виде мельчайших обломков, коллоидных или аморфных веществ, не обладающих кристаллическим строением.

Наиболее эффектные кристаллы чаще всего встречаются в минеральных жилах различного происхождения, заполнивших трещины в горных породах. Прекрасно ограненные кристаллы найдены в щелевидных пустотах, где хорошо видно, что они росли от стенок пустот своеобразными гроздьями (друзами), ориентируясь головками навстречу друг другу. В рудных жилах преимущественно развиты кристаллы небольшого размера, имеющие в поперечнике около 0,3—0,7 см; в длину такие кристаллы достигают 1—2 см. Однако в природе встречаются и громадные кристаллы, достигающие в поперечнике метра и более. Они растут среди других кристаллов меньшего размера и почти всегда «загрязнены» инородным веществом. Высота кристаллов-гигантов 2—3 и даже 5 м, масса — от нескольких тонн до 30 т. Природные кристаллы нередко взаимно прорастают, сростаются широкими гранями или под определенным закономерным углом друг к другу. Такие закономерные сростки называют двойниками. Некоторые из них очень своеобразны, например двойники минерала гипса — «ласточкин хвосты», крестообразные двойники минерала ставролита (рис. 1). Сростки из трех кристаллов называют тройниками.

В кристалле в первую очередь бросаются в глаза грани, хорошо отражающие лучи света. Примером таких кристаллов является горный хрусталь, украшающий все крупные минералогические музеи и музеи многих рудников и геологоразведочных партий. Гранями называют гладкие плоскости кристаллов, а линию, по которой они соприкасаются, — ребром кристалла.

Форма природных кристаллов самая различная — от простейших геометрических фигур до сложных. Простыми формами кристаллов являются куб, октаэдр (две пирамиды, прислоненные друг к другу основаниями), тетраэдр (примером его может служить четырехгранный пакет молока), различные призмы, заканчивающиеся с обеих сторон

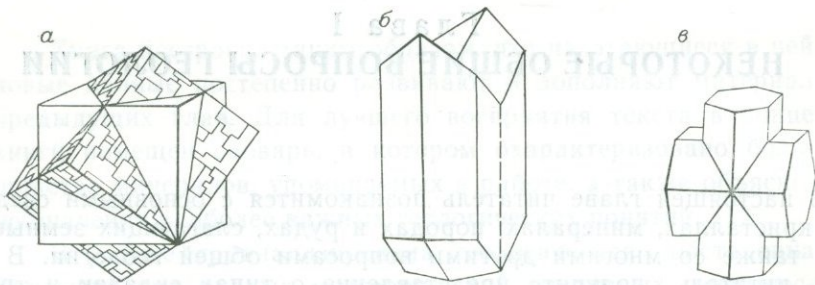


Рис. 1. Закономерные сростки одиночных кристаллов:
 а — двойник флюорита, образованный двумя проросшими кристаллами; б — двойник гипса — «ласточкин хвост»; в — крестообразный двойник ставролита. По А. Г. Бегехтину (1950)

пирамидами, плоские кристаллы сравнительно изометричных очертаний с двумя широкими параллельными гранями и остальными небольшими гранями, различно ориентированными в пространстве.

В любом кристалле, даже обладающем значительным числом граней, всегда можно найти одинаковые грани, хотя и располагающиеся на его разных сторонах. Число граней одинаковой формы всегда кратно двум, трем, четырем или шести, т. е. кристалл имеет 2, 3, 4 или 6 (8—12—16 и т. д.) одинаковых граней. Две смыкающиеся грани образуют двугранный угол, который всегда одинаков для любых кристаллов одной разновидности одного и того же вещества, хотя и обладающих самыми различными размерами. Если вращать кристалл вокруг воображаемой оси, то после поворота на определенный угол грань (например треугольной формы) займет положение точно такой же грани, перешедшей при вращении на другое место. Такое свойство кристаллов называется их симметрией. Оказывается, что число видов симметрии в неживой природе строго ограничено — всего может быть найдено только 32 разновидности симметрии. Чем сложнее форма кристалла, тем более сложной оказывается и форма околнуривающих его граней.

Наиболее простые формы граней — четырехугольники, треугольники, ромбы и трапеции; наиболее сложные — неправильные многоугольники. Кристаллы правильной геометрической формы образованы повторяющимися гранями одной — двух форм. В кристаллах сложной геометрической формы большинство граней обладает различной формой. Однако и эти грани также повторяются, хотя располагаются под определенным углом друг к другу. Такие грани не параллельны, а лишь тождественны. Таким образом, кристаллы одного и того же вещества, выросшие на наших глазах или много миллионов лет назад в недрах Земли, в условиях стесненной среды, больших давлений и температур (700° или 1000 °С), имеют одинаковую форму, число граней и величину угла между ними, хотя и обладают совершенно различными размерами.

С помощью рентгеновских лучей, просвечивающих кристаллы, установлено, что каждая определенная комбинация расположения граней в них, а также величина угла между гранями является отражением так называемой внутренней кристаллической структуры вещества, слагающего кристалл. Кристаллическая структура обусловлена строго закономерным расположением атомов в данном кристалле конкретного вещества. Поэтому кристаллы одного и того же вещества однородны, и любой из них обладает теми же свойствами, что и другие кристаллы. Например, если вырезать из двух или из ста кристаллов одного вещества кубики и одинаково их ориентировать относительно какой-либо стороны кристалла, то все они будут обладать одинаковыми свойствами,

например одинаково пропускать, преломлять или разлагать световой луч на его составляющие элементы, пропускать электроток или электромагнитные колебания только в определенных направлениях и т. д., т. е. обладать одинаковыми физическими, оптическими, электрическими и другими свойствами. Эта замечательная особенность кристаллов была установлена давно и нашла широкое применение в самых различных областях техники.

Другим интересным свойством кристаллов является их способность восстанавливаться. Кристаллы образуются в жидкой (в растворах, расплавах), газообразной, значительно реже — в твердой среде. Если удастся воссоздать среду, в которой вырос кристалл, и поместить в нее совсем небольшую затравку, то через некоторое время вместо нее вырастет новый кристалл той же формы. Это свойство используется в современной технике для получения искусственных кристаллов, например рубинов, хрусталя и оптического кварца, топазов и даже многих непрозрачных кристаллов самых различных веществ, используемых в ювелирном деле, приборостроении, точной механике, космической и измерительной технике и др.

Все перечисленные свойства кристаллов объясняются правильным, закономерным расположением в них атомов. Известно, например, что углерод в природе встречается в двух главных разновидностях — в виде алмаза и графита. Кристалл алмаза образован множеством упорядоченно расположенных одинаковых ячеек, каждая из которых состоит из четырех атомов. Внутри ячейки каждый атом соединен внутриатомными силами с тремя другими. В свою очередь каждый атом одной ячейки соединен такими же силами с атомами соседней, а ее атомы — с атомами следующей ячейки и т. д. В целом образуется как бы гигантская молекула, охватывающая весь кристалл алмаза. Очевидно атомы углерода в алмазе имеют очень плотную «упаковку», поэтому алмаз отличается максимальной твердостью по сравнению со всеми известными нам веществами в природе.

Иное дело с кристаллом графита. Единичным элементом здесь является не ячейка, а как бы бесконечный слой атомов углерода. В нем каждый атом также связан с тремя другими, причем расположенными даже на более близком расстоянии (0,142 нм) друг от друга, чем в алмазе (0,154 нм). Однако если все атомы углерода в алмазе находятся на указанном расстоянии друг от друга, то слои атомов углерода в графите отстоят один от другого на значительно большем расстоянии — 0,335 нм. Поэтому графит легко расщепляется на пластинки, параллельные слоям внутренней кристаллической структуры, и имеет низкую твердость — этот минерал давно используется для грифеля в карандашах.

На практике чаще приходится встречаться не с правильно ограниченными крупными кристаллами, а с мелкими, выросшими в стесненных условиях. В недрах земли одни кристаллы образовывались одновременно с кристаллами других веществ, что мешало росту. Многие кристаллы оказались развитыми неполностью, так как в процессе роста их грани упирались в грани соседних кристаллов. В результате подавляющая масса природных соединений встречается в виде кристаллических зерен с неправильными, лишь частично ограниченными внешними очертаниями. Нередко таких зерен одновременно возникало так много, а период их роста был настолько коротким, что они не успевали вырасти до размеров, различимых глазом человека, и могут быть обнаружены только под микроскопом. Когда кристаллическое строение вещества обнаруживается только с помощью электронного микроскопа или путем

просвечивания его рентгеновскими лучами, говорят о скрытокристаллическом строении природного или искусственного вещества. Очень мелкие размеры кристаллов объясняют появлением в среде, где они росли, сразу громадного количества центров кристаллизации — своеобразных затравок кристаллов. По мнению американских геологов Дж. Ферхугена и др. (Земля, 1974), такими центрами кристаллизации служат скопления как бы более охлажденных молекул растворенного или расплавленного вещества. Скопление таких случайно собравшихся молекул отличается от соседних низкой энергией, находящейся на пределе кристаллизации.

Метакристаллы представляют собой кристаллические образования обычно очень четкой огранки, выросшие в твердой среде в результате проникновения в нее растворов или расплавов (возможно и газов). Последние выщелачивают отдельные элементы и соединения из твердой среды (например, из горной породы, из минерала) и откладывают на их месте другие, которые благодаря большой кристаллизационной силе и скорости роста «вырастают» в стесненной среде в кристалл. В рудах очень часты метакристаллы минерала пирита, видимые глазом, но обычно метакристаллы обнаруживаются под микроскопом.

Идиобласты также представляют собой индивиды минералов с ясно выраженной кристаллографической огранкой. Однако развиты они в так называемых метаморфических породах и рудах, т. е. в веществах, преобразовавшихся на большой глубине в недрах Земли под действием глубинных растворов, высоких температур и давления. Идиобласты являются преобразованными, обычно удлиненными и уплощенными кристаллами различных веществ.

Для некоторых природных соединений вообще не устанавливается кристаллический характер даже при рассмотрении их под электронным микроскопом, увеличивающим наблюдаемый предмет в десятки и сотни тысяч раз. Такие вещества называют коллоидными, или аморфными. Атомы в них располагаются беспорядочно, т. е. аморфные вещества обладают беспорядочной внутренней структурой. Примерами подобных веществ могут служить такие минералы, как опал, коричневый и черный псиломелан, покрывающий пленками скалы и валуны в горных местностях, особенно в пустынях. «Сосульки», порошкообразные и натежные массы гидроокислов железа также представляют собой аморфные вещества. Наконец, гидрокарбонат меди — минерал малахит, обладающий нередко красивым кольцеобразным или полосчатым рисунком в срезе и широко применяющийся в виде поделочного камня, также является представителем аморфных веществ.

Часть веществ в природе состоит из мельчайших обломков и осколков кристаллов и аморфного вещества. Все они (кроме последнего) образуются при переизмельчении и смятии кристаллических веществ. В частности, из мельчайших обломочков состоят глины и некоторые слагающие их соединения — глинистые минералы. К этой же категории природных веществ относят некоторые разновидности глубоководных илов, которые в других случаях являются аморфными веществами.

МИНЕРАЛЫ

Минеральное вещество, встречающееся в природе в любой форме и однородное по химическому составу и строению, называется минералом. Большинство минералов развиты на поверхности Земли или сравнительно неглубоко, в 5—10 км от нее. Лишь некоторые из них были вынесены на дневную поверхность с больших глубин (20—40 км

и больше) в период магматической деятельности и горообразования. К настоящему времени установлено около 3000 минералов, однако широко распространено всего только 150—200 минералов, с которыми естествоиспытателю в основном и приходится встречаться в своей повседневной работе. Другие минералы встречаются значительно реже, а некоторые обнаружены буквально в одном—двух пунктах земного шара.

Минерал прежде всего представляет собой химическое соединение, которое подчиняется закону постоянства состава и, соответственно, всегда может быть выражено точной химической формулой. В природе распространено ограниченное число минералов, представленных атомами одного элемента. Их так и называют самородными. Весовое значение последних очень невелико и не превышает 0,1% массы верхней части земной коры. Среди самородных металлов важнейшими являются железо, золото, платина, серебро, висмут, ртуть и некоторые другие. Кроме того, в промышленности используются некоторые неметаллические самородные элементы, например сера, а также углерод, встречающийся в виде широко распространенного графита и относительно незначительно развитого в природе алмаза.

Все остальные минералы представляют собой химические соединения, состоящие из катионов, представленных различными металлами (тяжелыми и легкими), и анионов. В отличие от химических соединений, получаемых лабораторным путем, в природных минералах очень широко распространены более сложные соединения, называемые двойными. Они образованы двумя простыми соединениями, в которые входят два катиона, один или два аниона. Особенно развиты в природе двойные соли, состоящие из двух катионов, представленных чаще легкими металлами, и анионной группы. В последнюю входят кремний и кислород, а нередко и алюминий.

Ученые установили, что элементы в минералах, слагающих земную кору, распространены количественно крайне неравномерно: 98,5% массы верхней части Земли состоит из восьми элементов: кислорода (46,6%), кремния (27,7%), алюминия (8,1%), железа (5%), кальция (3,6%), натрия (2,8%), калия (2,6%) и магния (2,1%). На остальные более чем восемьдесят элементов, в том числе практически на все тяжелые металлы, приходится не более 1,5% массы верхней части земной коры. Поэтому не удивительно, что руды металлов распространены ограниченно и выявление их требует больших знаний в различных областях геологии. В земной коре преобладают соединения таких катионов, как железо, кальций, натрий, калий и магний, а среди анионов преобладают кремний и кислород. Алюминий, входящий в состав многих минералов, ведет себя двояко. В одних случаях он выступает в качестве катиона и входит в природные химические соединения наряду с другими широко распространенными катионами металлов. В других случаях алюминий выполняет роль аниона. В частности, нередко совместно с кислородом и кремнием алюминий образует сложные анионные группы.

Минералы по свойствам обычно хорошо отличаются друг от друга. Это дает возможность геологам и всем, кто занимается изучением и разработкой богатств недр Земли, относительно легко их определять. Этому помогает применение таких примитивных приспособлений, как увеличительная лупа, перочинный нож и осколок не покрытого глазури фарфора.

Перейдем к краткому рассмотрению основных свойств минералов, с помощью которых их можно определять. К этим свойствам относятся:



Рис. 2. Друзы кристаллов галенита (1), «выросшие» на верхней корке сфалерита (2), которая в свою очередь нарастает на агрегатах марказита и пирита (3); 4 — вмещающая порода

форма кристаллов, окраска минерала и его блеск, спайность и излом, твердость и некоторые другие свойства.

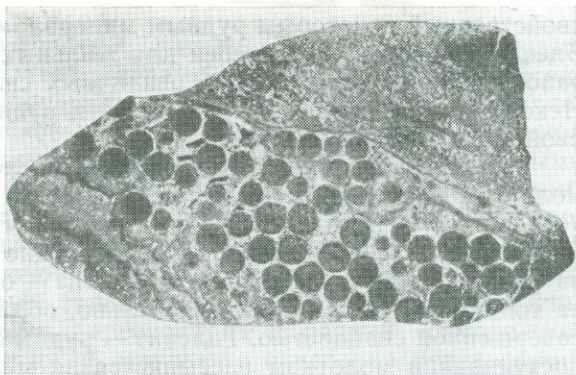
Форма отдельных кристаллов и агрегатов кристаллов. Типичные и характерные кристаллы образует разновидность кварца, называемая горным хрусталем. Многие другие минералы, например галенит, также образуют хорошо ограниченные кристаллы (рис. 2).

Пирит — минерал, очень широко распространенный в рудных месторождениях, легко различается кубической формой кристаллов, характеризующихся штриховкой граней. Интересно, что ориентировка штриховки на каждой грани куба пирита не совпадает. Пирит встречается также в виде октаэдров или кристаллов более сложной формы, напоминающих ограненные шарики. Кристаллы кубической формы довольно характерны для целого ряда других рудных минералов, например галенита, скопления которого представляют собой свинцовую руду. Гематит, представляющий собой основной минерал некоторых железорудных месторождений, обычно наблюдается в виде темных, блестящих чешуек. Выделяясь в пустотах, он нередко образует удлиненные кристаллики табличатой формы, а иногда почковидные массы, состоящие из сросшихся сферических образований.

Обычно же в процессе своей работы естествоиспытатель встречается со сростками различных кристаллических зерен, представляющих собой неразвившиеся кристаллы одного, а чаще нескольких природных соединений, которые в процессе своего возникновения мешали росту друг друга. Такие смеси недоразвитых кристаллов образуют минеральные агрегаты. В природе резко преобладают зернистые агрегаты, состоящие из зерен минералов, обладающих хорошо различимыми даже на глаз прямолинейными ограничениями. При помощи увеличительной лупы наблюдаются четкие грани природных кристаллов.

Агрегаты некоторых минералов имеют настолько своеобразную форму, что четко определяются по этому признаку. Например, листоватые

Рис. 3. Оолитовая магнетитовая руда. Кежемское месторождение. По Н. В. Павлову.
Черные шарики — магнетит



и чешуйчатые агрегаты характерны для слюд — мусковита и биотита, шестоватые и игольчатые агрегаты — для антимонита, являющегося основным минералом руд сурьмы, лучистые агрегаты — для геденбергита.

Многие минералы, образующиеся на дне морей и озер, а также на поверхности земли, слагают землистые, порошковатые и натечные агрегаты. Последние напоминают гроздья, почки, иногда скопления, похожие на сосульки (например, гидроокиси железа и марганца). Руды железа, накапливающиеся на дне морей, часто состоят из крепко сцепленных шариков, горошин, в состав которых преимущественно входят гидроокиси железа и магнетит (рис. 3). Такие образования получили название оолитов.

Окраска минерала и его блеск. Одним из очень важных диагностических признаков является цвет минерала.

Почти все рудные минералы имеют темную окраску — черную, бурую, стальную, в то время как большинство жильных минералов и многие породообразующие обладают светлой окраской — белой с матовым оттенком, желтоватой и буроватой с различными оттенками, реже розовой, ярко-синей либо фиолетовой.

Для точного определения (диагностики) минерала важен цвет его порошка. Последний легко получить, если потереть минерал о неглазурованную поверхность осколка фарфора. Дело в том, что цвет минерала, образующего значительное скопление, — кристаллы или агрегаты — может быть непостоянным. Например, минерал сфалерит не обладает постоянным цветом и особенно оттенком. В некоторых месторождениях он черный, в других коричневый, желтый и даже голубовато-синий, а местами встречаются желтоватые или даже светлые разновидности этого минерала. Однако если различно окрашенные агрегаты сфалерита потереть о фарфор, то в любых случаях на фарфоре останется только белая или желтоватая черта. Следовательно, цвет черты является более устойчивым признаком по сравнению с окраской минерала. В одних случаях цвет черты совпадает, а в других не совпадает с окраской минерала. Вообще у ярко окрашенных минералов цвет их чаще совпадает с окраской черты. Например, у черного магнетита, латунно-золотистого пирита и свинцово-серого галенита черта черная, у темного гематита и красной киновари — красная, у зеленого малахита — зеленая, у оранжевого или золотистого аурипигмента — желтая.

Другим важным диагностическим признаком является блеск минерала, т. е. свет, отражающийся от поверхности зерен и граней кристаллов минерала. Различают блеск металлический, присущий рудным, обычно темноокрашенным минералам, и полуметаллический, также

свойственный некоторым рудным минералам (например, аурипигменту), Блеск стеклянный характерен для жильных и породообразующих минералов, особенно для кварца, различных силикатов и алюмосиликатов. Некоторым минералам, в том числе и рудным (касситерит, сфалерит) свойствен алмазный блеск.

Спайность и излом. Если минерал после осторожного постукивания молотком расщепляется или раскалывается на пластинки по строго определенному направлению, то говорят, что такой минерал обладает спайностью. Некоторые породообразующие и жильные минералы, как, например, слюды — мусковит и биотит — очень хорошо расщепляются на тонкие пластинки и, следовательно, обладают весьма совершенной и совершенной спайностью. Галенит — рудный минерал — при осторожном постукивании молотком рассыпается на мелкие кубики, которые выкалываются по спайности.

Большинство минералов спайностью не обладают или последняя обнаруживается с очень большим трудом (спайность весьма несовершенная и несовершенная). В этом случае определить минерал помогает излом его агрегатов. Рудные минералы часто разламываются, образуя мелкие и очень мелкие кривые поверхности излома, которые лучше наблюдать с помощью лупы. Занозистый излом дают некоторые темно-зеленые и темные породообразующие минералы, слагающие зерна таблитчатой формы или лучистые агрегаты.

Твердость также является одним из важнейших диагностических признаков. Твердость — это способность одного минерала царапать другой, менее твердый. Общеизвестно, что алмаз значительно тверже стекла. Это свойство давно используется в промышленности и быту — алмазом нарезают стекло любой формы. Кварц оставляет лишь неглубокую царапину на стекле. Если же по стеклу провести кальцитом, то поцарапается не стекло, а минерал. Очевидно можно так подобрать минералы, начиная от наиболее мягкого к твердому, что каждый последующий минерал острым концом будет царапать предыдущий. Такой ряд, состоящий из 10 различных минералов — своеобразных эталонов относительной твердости — подобран, и назван шкалой Мооса: 1 — тальк $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$, 2 — гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, 3 — кальцит $CaCO_3$, 4 — флюорит CaF_2 , 5 — апатит $Ca_5(PO_4)_3F$, 6 — ортоклаз $KAlSi_3O_8$, 7 — кварц SiO_2 , 8 — топаз $Al_2SiO_4(F, OH)_2$, 9 — корунд Al_2O_3 , 10 — алмаз C.

Большинство минералов, принятых за эталоны, часто встречаются в природе. Гипс, кальцит, флюорит, ортоклаз, кварц, корунд встречаются в повседневной практике геологов, горняков и технологов. Корунд широко применяется для изготовления наждачных кругов. Твердость минерала определяется следующим образом. Выясняется, например, что минерал царапается кварцем, а сам царапает ортоклаз. Следовательно, по шкале Мооса твердость исследуемого минерала находится между 6 и 7. Находим группу минералов, обладающих соответствующей твердостью. При начальном определении минерал можно царапать ножом, лезвием бритвы, твердость которых условно соответствует 5,5—6, и используя совокупность других упоминавшихся признаков, можно достаточно точно определить и сам искомый минерал.

Существуют и более точные лабораторные методы для определения твердости минерала на специальных приборах. Все они основаны на вдавливании в минерал стального шарика или на определении степени деформированности минерала, проявляющейся после удара по нему упоминавшегося шарика.

Некоторые другие физические свойства минералов. Минералы обладают многими другими свойствами, которые также применяются для их

диагностики, но имеют второстепенное значение. В частности, некоторые минералы ковки. К ним относятся в первую очередь самородные металлы — золото, серебро, медь. Минералы из группы асбеста при расщеплении дают тончайшее эластичное волокно, используемое в текстильной промышленности. Очень немногие минералы обладают магнитными свойствами. Например, если к магнетиту или пирротину поднести компас, то стрелка его задрожит, отклонится от своего первоначального положения и будет указывать на образцы этих минералов.

Некоторые минералы издают запах, если по ним ударить молотком. Так, своеобразный «чесночный» запах издают при ударе по ним достаточно широко распространенный арсенопирит и редкий самородный мышьяк. Тальк, а также ярозит, в результате окисления переходящий в лимонит ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), на ощупь кажутся жирными, салящими веществами, а лимонит — песчанистым, крупинчатым.

Некоторые минералы, в частности рудный минерал шеелит, плохо отличимый от некоторых светлых жильных минералов, начинает испускать в темноте фиолетовый цвет, если его осветить люминесцентной лампой.

Минералы, содержащие уран и торий, радиоактивны. Очень слабой радиоактивностью, измеряемой с помощью особо чувствительных приборов, обладают обычные породообразующие минералы, в состав которых входят калий.

Таким образом, при определении минералов в полевой практике главная роль принадлежит нашим чувствам — зрению и особенно зрительной памяти на определенный минерал, а также осязанию, обонянию. Помогают естествоиспытателю в полевом определении минерала и некоторые приборы — люминесцентные лампы, радиометры и др. Однако точное определение многочисленных минералов проводится при камеральной обработке в специальных лабораториях многочисленных научно-исследовательских институтов и вузов, оснащенных новейшей техникой. Для их определения применяются точные химические анализы, рентгеноструктурный анализ, микроскопы, в которых минералы определяются в проходящем и отраженном свете, электронные микроскопы, электронные зонды и другое оборудование.

Породообразующие и рудные минералы¹. Среди природных химических соединений преобладают минералы, слагающие горные породы, образованные одним минералом или представляющие собой агрегат нескольких минералов, получивших название породообразующих. К главным из них относятся кварц, плагиоклазы, ортоклаз и микроклин, пироксены, роговая обманка, слюды — мусковит и биотит, нефелин, хлорит и др. Многие из этих соединений (в первую очередь слюды) в случае их повышенной концентрации имеют промышленное значение и используются в технике, но металлы из них не извлекаются. Из некоторых минералов, например из нефелина, в настоящее время добывается алюминий. Рудные минералы, из которых извлекаются различные металлы, в природе обычно распространены не в чистом виде, а совместно с соединениями, не содержащими металлы. Такие химические соединения получили название жильных минералов. Среди них наиболее распространены кварц, кальцит, анкерит, сидерит, флюорит, барит, родохрозит, хлорит и некоторые другие.

Жильные и породообразующие минералы входят в группу силикатов и алюмосиликатов, т. е. представляют собой природные соли раз-

¹ Состав и свойства минералов см. словарь в конце книги.

личных модификаций кремневой кислоты, образующей анионные группы: SiO_4^{4-} , SiO_3^{2-} , $\text{AlSi}_3\text{O}_8^{1-}$, $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}^{5-}$, $\text{AlSi}_3\text{O}_8^{2-}$.

Среди рудных минералов обычно выделяют пять групп: 1) самородные металлы; 2) простые и сложные окислы¹; 3) соединения металлов с серой (сульфиды); 4) с более сложной анионной группой — As_4S_{13} или Sb_4S_{13} (сульфосоли); 5) природные кислородные соли — карбонаты, сульфаты, вольфраматы, фосфаты, арсенаты. Последние представляют соединения различных металлов, обладающие анионными группами (радикалами солей), в состав которых входит кислород: CO_3^{2-} , SO_3^{2-} и SO_4^{2-} , WO_4^{2-} , $[(\text{PO}_4)_3\text{F}, \text{Cl}]^{10-}$, $(\text{AsO}_4)_3 \cdot \text{Cl}^{10-}$, AsO_4^{3-} .

Рудными минералами основных элементов являются: железа — магнетит, гематит, лимонит, сидерит, меди — халькопирит, блеклая руда, борнит, энаргит, халькозин, ковеллин и др., свинца — галенит, церуссит, англезит, цинка — сфалерит, смитсонит; олова — касситерит; никеля — пентландит, гарниерит; кобальта — кобальтин; хрома — хромшпинель; марганца — пиролюзит, псиломелан, манганит, браунит; алюминия — гидраргиллит и нефелин; сурьмы — антимонит; ртути — киноварь; вольфрама — вольфрамит, шеелит; молибдена — молибденит; урана — уранинит и настуран; лития — сподумен и лепидолит; золота — самородное золото и электрум; серебра — самородное серебро, аргентит, прустит; платины — самородная платина; ниобия и тантала — колумбит и танталит; бора — датолит; бериллия — берилл.

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Горные породы слагают до глубины нескольких десятков километров твердый чехол верхней части земной коры. Они представляют собой агрегаты различных пороодообразующих минералов. Соотношения главных пороодообразующих минералов для каждой из многочисленных разновидностей пород строго одинаковы или во всяком случае близки в самых различных частях земного шара, что обусловлено геологическими условиями образования породы. В состав многих из них входит несколько минералов постоянного состава — кварц, полевые шпаты, один из пироксенов, амфибол, слюда и некоторые другие.

Цвет или оттенок разновидности породы обычно обуславливают не все минералы вместе взятые, а наиболее густо окрашенный минерал. Так, например, граниты сложены серым кварцем, розовым ортоклазом, белым и матовым плагиоклазом и черными листочками слюды — биотитом. На глаз граниты воспринимаются обычно как порода, обладающая розоватым оттенком. Естественно также, что свойства породы в целом не совпадают со свойствами отдельных минералов.

Горные породы крайне разнообразны по механическим и физическим свойствам. Одни из них очень прочные, твердые и монолитные, другие — мягкие и ломкие, третьи — рыхлые и сыпучие. Практически все горные породы обладают повышенной плотностью (чаще меняющейся в пределах 2,5—2,8 г/см³), но известны настолько легкие породы, что они даже не тонут в воде. К ним относится, например, пемза. Однако не только гранит, состоящий из нескольких минералов, или, наоборот, известняк, сложенный только одним кальцитом, но даже сыпучий песок и вязкая глина также представляют собой горные породы. Породой являются также сплошные массы природных солей. Всего в природе известно около 350 видов горных пород самого различного состава и

¹ Сложные или двойные окислы, в состав которых входят соединения кислорода с двумя или несколькими катионами.

свойств. По условиям происхождения они могут быть подразделены на три основные группы: 1) магматические, 2) осадочные, 3) метаморфические.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Магматические породы образуются в результате раскристаллизации алюмосиликатных и силикатных магматических расплавов сложного состава. Эти расплавы, называемые магмой, содержат различные газы, в том числе водородные и гидроксильные компоненты воды. Магма раскристаллизовывается либо на глубине, где она превращается в зернистую кристаллическую породу, либо на поверхности земли, и тогда возникают стекловидные породы. Магму, излившуюся на поверхность, называют лавой. Известно, например, что на дне кратера вулкана Нирагонго (севернее оз. Киву в Экваториальной Африке) до сих пор существует озеро жидкой лавы, температура которой около 1100°C . Лава, излившаяся из жерла вулкана или поднимавшаяся до дневной поверхности по трещинам в земной коре, разливается, покрывая нередко толстым плащом значительные площади в сотни тысяч квадратных километров. Огромные площади застывшая лава занимает, например, между реками Леной и Енисеем, в центральной части Индостана. Иногда лава изливается из жерла вулкана или из трещины на дне моря и тогда образуются скорлуповато-стекловатые породы, например липариты с шаровой отдельностью и концентрически-скорлуповатым внутренним строением (рис. 4).

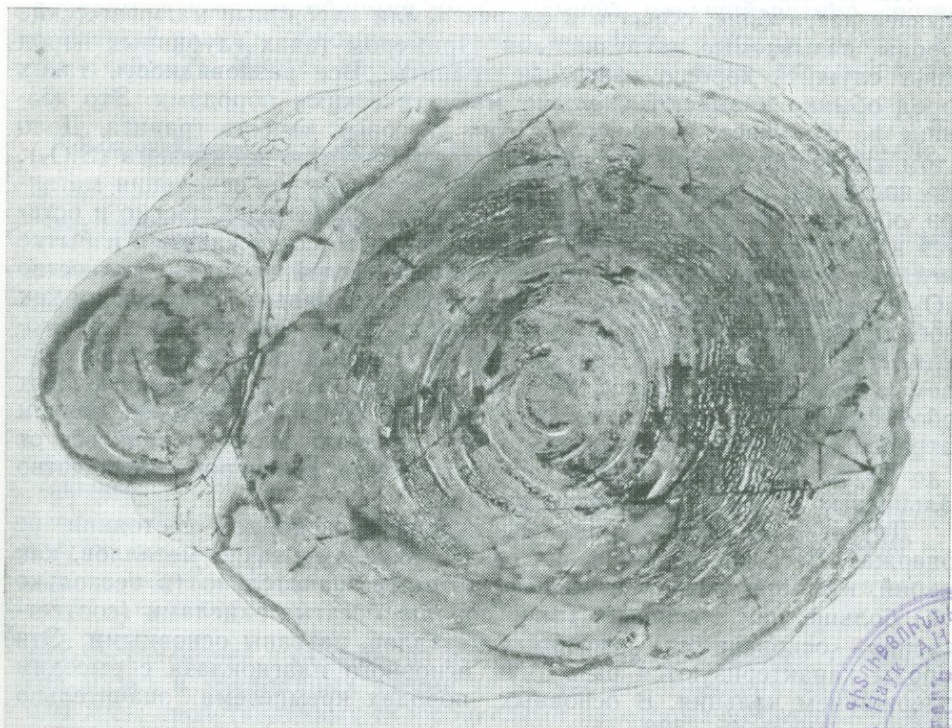


Рис. 4. Шаровая лава липарита с концентрически-скорлуповатым внутренним строением. Фото полированного образца



Неоднократно наблюдались выбросы из вулканов и крупных разломов громадных глыб камней, вулканического песка и более мелкого пепла. Вулканический пепел представляет собой мельчайшие (размером 0,1—0,01 мм и меньше) частички лавы, обломочки минералов, скрепляющего их минерального цемента, а иногда и боковых чужеродных пород. Выбросы происходят обычно вслед за закупоркой вязкой лавой вулканических жерл или трещин. Газы, напирющие снизу на лаву, выжимают и разрушают пробку породы и выбрасывают обломки последней, капли жидкой лавы, застывающие в воздухе, и другой материал. Иногда происходят грандиозные взрывы, разрушающие вулкан. Так, в 1883 г. взорвался вулкан Кракатау в Индонезии. Взрыв был слышен за 5000 км, при этом в воздух одновременно было выброшено 18 км³ твердых частиц различных размеров. Облако вулканического пепла поднялось на высоту 20 км, причем наиболее мелкие частицы находились в атмосфере в течение целого года.

Оседая, весь выброшенный вулканический материал образует своеобразные обломочные магматические породы. Падающие вблизи места взрыва глыбы и крупные обломки застывших лав, сцементированные более тонким спекшимся вулканическим материалом, образуют агломератовые породы (или агломераты) и вулканические брекчии. Вулканический песок и пепел подхватываются ветром и оседают не только вблизи вулкана, но и за сотни километров от него. В результате возникают мелкообломочные вулканические породы — туфы. Лавы, агломераты, туфы и вообще все магматические породы, образующиеся на поверхности земли, называют вулканитами, а остывшие лавы — эффузивными породами.

Но нередко магме не удается пробиться на поверхность, и она застывает на глубине, образуя в недрах земли глубинные магматические породы, называемые интрузивными. Примером таких глубинных пород могут служить хорошо известные граниты. Все разновидности таких пород обычно называют кислыми магматическими породами. Это название не отражает, конечно, никаких вкусовых качеств гранита. Дело в том что граниты содержат повышенное количество кремнезема (SiO₂). Его настолько много, что он не только связывает все основания металлов, образуя порообразующие силикаты и алюмосиликаты, но и остается в избытке в виде кварца. Поэтому граниты, содержащие в избытке ангидрид кремниевой кислоты, отнесены к кислой породе. Количество SiO₂ в рассматриваемой породе достигает максимально 75%, считая как свободный кремнезем, образующий кварц, так и связанный в алюмосиликатах и силикатах. В состав такой породы входят также так называемые кислые плагиоклазы, богатые натрием. Последние представляют собой смешанные кристаллы состава NaAlSi₃O₈—CaAl₂Si₂O₈, причем натровая и кальциевая молекулы этого минерала могут изменяться от 0 до 100%. В гранитах содержится плагиоклаз, в котором количество кальциевых молекул не превышает 30%.

Другие магматические породы кварца в свободном состоянии не содержат. Весь кремнезем в них связан окислами таких металлов, как натрий, кальций, магний и железо, которых значительно (в несколько раз) больше, чем в граните. Такие породы, богатые окислами (соответственно — основаниями) некоторых металлов, названы основными. Эти породы характеризуются развитием основного плагиоклаза с высоким содержанием кальция. В основных породах кремнезема значительно меньше — около 45—50%.

Породы, занимающие промежуточное положение по содержанию в них окислов натрия, кальция, магния, железа, а также кремнезема, со-

Если обломки камней накапливаются, например, в устьях ущелий и оврагов и при этом оказываются угловатыми, слабо обработанными водой, то возникают образования, называемые осадочными брекчиями. Такие породы могут накапливаться и на дне моря, недалеко от берега. Их появление свидетельствует об очень быстром разрушении береговых скал наступающим морем и таком же быстром захоронении мелким разрушенным материалом — песком и даже глиной. Невольно возникает вопрос — как же из таких обломочных образований возникает осадочная брекчия?

Вначале поступившая с берега на дно моря масса угловатых обломков пород, отложившихся среди рыхлых и пропитанных водой песков, представляет собой бесформенное скопление. Это как бы прообраз будущей породы. Лишь после того как она будет погребена под другими слоями песчанистого, илистого, известковистого или какого-либо другого по составу материала, из осадка, содержащего угловатые обломки, постепенно начинает высачиваться вода. Осадок все более и более уплотняется и обезвоживается и, окаменев, превращается в сплошную обломочную породу. В частности, в осадочной брекчии угловатые обломки оказываются сцементированными тонко раздробленным веществом, преимущественно обладающим тем же составом, что и обломки. Обычно море обкатывает обломки и превращает их в гальку. Последняя, скрепляясь цементирующим материалом, образует конгломерат. В геологии конгломератом и брекчией принято называть такую горную породу, в которой размер обломка или гальки превышает в поперечнике 10 мм.

По распространению конгломераты и брекчии значительно уступают породам, в которых обломки имеют намного меньший размер, соответствующий размеру обломочков гравия, песчинок, глинистых иловых частиц (табл. 2). Многие рассматриваемые породы возникают в прибреж-

Таблица 2

Исходный материал и образующиеся главные осадочные породы обломочного происхождения

Элементарные обломочные частицы	Диаметр частицы, мм	Возникающий осадок	Образующаяся порода
Иловые	<0,01—0,001	Глинистый ил	Аргиллит
Алеврит	0,01—0,1	Алевритовый ил	Алевролит
Песчинки	0,1—2	Песок	Песчаник
Гравий или угловатые обломки	2—10		Конгломерат или брекчия
Галька или угловатые обломки	10—100	Галечник	
Булыжники	100—300		Валунчатый конгломерат
Валуны	>300		

ных частях морей и океанов из приносимых реками взвесей (очень тонкой мути) и коллоидных частиц (т. е. частиц, имеющих размер менее 0,01 мм), представленных гидроокислами некоторых металлов — алюминия, железа, марганца. Из них образуются осадочные породы — бокситы (алюминиевая руда), железистые и марганцевые окислы и силикатные породы (руды железа и марганца).

Из пород химического происхождения наиболее распространены известняки, несколько меньше доломиты. Породы эти сложены зернами одного минерала: первая — кальцитом, вторая — одноименным с названием породы минералом — доломитом. В прибрежных частях морей и океанов в ряде случаев из морской воды выпадают осадки фосфатов и карбонатов кальция (А. В. Казаков и др.). Осаждаясь, они образуют пласты карбонатной или карбонатно-кремнистой породы, обогащенной солями фосфорной кислоты (содержащими 12—40% P_2O_5) и получившей название фосфорита. Источником фосфора служат кости, чешуи, плавники рыб. На большой глубине при высокой концентрации CO_2 в воде они полностью растворяются и подводным течением выносятся в береговую зону. Здесь давление углекислого газа уменьшается, и фосфорные соединения выпадают в осадок. Породы, представляющие собой осадок солей, остающихся после испарения воды (например, в мелководных лагунах, в заливах тропических морей), носят общее название эвапоритов. Это галит — $NaCl$, каменная соль, употребляемая в пищу, сильвин, являющийся калийным удобрением, гипс — $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ и др.

Геологи давно установили, что причиной образования некоторых пластов известняков, а иногда и кремнистых пород являются морские организмы. Кораллы, моллюски и другие животные строят свои скелеты из карбоната кальция, а губки и некоторые другие микроорганизмы, в частности радиолярии — из кремния. Когда они отмирают в большом количестве, их скелеты сохраняются, устилая значительную площадь дна морей. Сцепляясь между собой и уплотняясь, этот материал постепенно превращается в породу. Примером ее может служить обычный пясчий мел, состоящий из миллиардов ракушек фораминифер, состав которых соответствует $CaCO_3$.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Важная роль в строении земной коры принадлежит метаморфическим породам. Они возникают в результате преобразования магматических и осадочных пород и изменения состава слагающих их минералов. Изменение это происходит под влиянием горячих растворов, на больших глубинах, обычно превышающих 5 км от дневной поверхности, в условиях больших давлений и высоких температур. В такой обстановке вновь вырастающие зерна и кристаллы новых минералов ведут, с одной стороны, как бы «борьбу» между собой за пространство, а с другой — испытывают воздействие массы, иногда очень значительной по своей толщине (до 10—15 км) вышележащих пород. В результате кристаллизация и рост вновь образованных минералов метаморфического происхождения происходят в условиях приспособления к длительному воздействию нагрузки залегающих выше пород. Минералы с удлиненной или пластинчатой формой кристаллов вырастают, ориентируясь длинной стороной или широкой гранью пластинок поперек направления нагрузки, испытывавшейся метаморфизирующейся породой. Все это приводит к тому, что метаморфические породы обладают специфическими особенностями, выраженными в развитии ориентированных удлиненных кристаллов и зерен отдельных минералов. В такой породе возникают параллельные прослои, цепочки и «струи» некоторых минералов и она приобретает полосчатый облик. Наряду с этим метаморфизирующаяся порода деформируется, раздавливается, разделяется множеством параллельных трещинок на тонкие пластинки толщиной от первых миллиметров до долей миллиметра. Пластинки эти ориентируются параллель-

но полоскам, линзочкам, цепочкам минералов разного состава — порода приобретает сланцеватое строение.

Процесс преобразования осадочной или магматической породы в метаморфическую происходит постепенно. Например, сначала захороненная глина, сложенная минералами каолинитом и монтмориллонитом, превращается в глинистый сланец. Последний, будучи погружен на глубину 5—10 км от древней поверхности, начинает перекристаллизовываться в твердом состоянии. При высоких температурах и давлении, характерных для таких глубин, химические элементы первичных минералов, слагавших породу до начала ее метаморфизма, такие, как кремний, железо, кальций, магний, натрий, калий, связываются вместо низкотемпературных глинистых минералов в средне- и высокотемпературные — мусковит и биотит, кордиерит, полевые шпаты, амфиболы, пироксены (табл. 3).

Таблица 3

Состав ассоциаций минералов, возникающих при региональном метаморфизме разной интенсивности

Степень метаморфизма	Минеральный состав ассоциации, образующий основную часть метаморфической породы	Характерные минералы, исчезающие при данной степени метаморфизма
Низкая	Хлорит, кальцит, кварц Кварц, альбит, мусковит, хлорит Мусковит, хлорит, актинолит	
Промежуточная	Кварц, мусковит, биотит, ставролит, эпидот, роговая обманка	Хлорит
Средняя	Кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, ортоклаз, роговая обманка, биотит, алмаундин, силлиманит	Эпидот, мусковит
Высокая	Кварц, плагиоклаз, ортоклаз, силлиманит, пироксены, алмаундин	Роговая обманка, биотит; андалузит, ставролит

Процесс преобразования породы, протекающий в результате ее глубокого погружения и воздействия растворов, высокого давления и температур, называют региональным метаморфизмом. Последний протекает постепенно. Сначала на сравнительно небольших глубинах порода метаморфизуется и преобразуется относительно слабо, затем по мере погружения метаморфизм усиливается и порода подвергается некоторому переходному (среднему) изменению. Наконец, на больших глубинах это изменение оказывается настолько интенсивным и сильным, что порода совершенно меняет свой первоначальный состав и облик.

В каждый такой условно выделяемый период метаморфизма, например в период слабого метаморфизма, в изменяющейся породе возникает постоянное сообщество (ассоциация) новых, одновременно образующихся минералов. В следующий период метаморфизма эта ассоциация минералов сменяется ассоциацией других минералов и т. д. Когда геологи научились определять переход или, точнее, смену одних характерных ассоциаций минералов другими в одних и тех же, но более метаморфизованных разностях исходных пород, они подошли к выяснению степени, или «ступени», метаморфизма. Появилась возможность различать между собой метаморфические породы, одни из которых испытали низкую, другие среднюю и третьи — высокую ступень метаморфизма.

Конечно, для исходных пород разного состава и происхождения, испытавших метаморфизм одной и той же ступени, устойчивое сообще-

ство минералов будет несколько различным. Однако ряд новых минералов, образующихся, например, при метаморфизме низкой ступени, будет повторяться как в слабометаморфизованных исходных песчанистых и глинистых осадочных породах, так и в слабометаморфизованных лавах и туфах базальтов и андезитов. Так, в подвергающихся метаморфизму исходных глинах осадочного происхождения, и допустим, лавах андезитового состава возникает устойчивое, почти одинаковое сообщество новых минералов, содержащих альбит (натровый плагиоклаз), эпидот, хлорит. При этом обе исходных породы разного происхождения превращаются в «зеленые» сланцы, нередко называемые зеленокаменными породами. Конечно, в «зеленых» сланцах, образующихся из исходных глинистых пород, кроме альбита, эпидота и хлорита всегда присутствуют кварц и часто мусковит, а в «зеленых» сланцах, сформировавшихся из исходных лав и туфов основного состава, — кварц, часто кальцит, сфен, иногда актинолит. В зависимости от преобладания тех или иных минералов по составу среди группы пород, объединяемых в «зеленые» сланцы, выделяют хлорит-актинолитовые, тальк- и мусковит-хлоритовые, хлорит-эпидотовые, кварц-альбит-мусковит-хлоритовые и другие разновидности сланцев.

При интенсивном метаморфизме (высокая ступень) образуется бесслудистая, бедная темноокрашенными минералами метаморфическая порода — гранулит. Это полосчатая порода, в которой отчетливо видны частые параллельные прослойки и цепочки мелких линзочек плагиоклаза, пироксенов, кварца. Гранулиты, образовавшиеся, например, из исходных полевошпатсодержащих песчаников осадочного происхождения, характеризуются проявлением ассоциации таких минералов, как кварц, натрово-кальциевый плагиоклаз, гранат-альмандин, редкий пироксен. Часто в них присутствуют кордиерит или силлиманит.

Иногда гранулиты возникают при сильном (интенсивном) метаморфизме исходных эффузивных пород основного и среднего состава. Однако в их составе кроме постоянно развитых кварца, натрово-кальциевого плагиоклаза и альмандина содержатся обычно калиевый полевой шпат и кальциево-магниево-магнезио-железистые пироксены — диопсид и гиперстен. Следует подчеркнуть, что интенсивно метаморфизованные породы никогда не содержат гидроксилсодержащих алюмосиликатов — роговой обманки, биотита, мусковита.

Магматические породы кислого состава — граниты, гранодиориты — также претерпевают изменения при сильном метаморфизме. Некоторые наиболее легкоплавкие минералы, входящие в состав гранита, — плагиоклазы, слюды, кварц, — будучи глубоко погружены, при температурах около 600—700 °C расплавляются, преобразуются в новые минералы, которые полосами «пропитывают» оставшуюся более тугоплавкую железо-магнезиально-силикатную часть этой породы. Возникают так называемые полосчатые гранито-гнейсы.

В настоящее время широко распространено представление о том, что многие наиболее крупные батолитовые тела гранитов и гранодиоритов имеют не магматическое, а метаморфическое происхождение. Действительно, как показывают полевые наблюдения и экспериментальные исследования, погружившиеся на большие глубины исходные глинистые и песчанистые породы, а также первичные магматические породы кислого состава (эффузивного и интрузивного происхождения) при температуре более 600—700 °C, давлении 1,5—3 тыс. кгс/см² и более при участии очень горячих растворов могли частью переплавиться, частью преобразоваться в пределах обширных глубокопогруженных участков земной коры и перейти в алюмосиликатный раствор-расплав. Частично

Наиболее широко распространенные метаморфические породы

Исходная порода	Метаморфическая порода		
	слабометаморфизованная	среднеметаморфизованная	сильнометаморфизованная
Глинистый и алевролитовый сланец	Филлиты — кварц-серицитовые сланцеватые породы. Содержат также хлорит, биотит, полевой шпат	Кристаллический сланец, сланцеватая слюдяная, дистеновая порода; гнейсы — полосчатая кварц-полевошпат-гранат-слюдяная, роговообманковая порода	Гнейсы — кварц-полевошпат-пироксеновые, гранатовые, силлиманит-кордьеритовые. Гранулит — чаще кварц-полевошпат-альмандиновая полосчатая порода
Песчаник кварцевый	Перекристаллизованный крупнозернистый песчаник	Кварцитовидный песчаник	Кварцит
Песчаник полевошпатсодержащий (аркозовый)	Перекристаллизованный песчаник с вновь образованными минералами — альбитом, хлоритом, мусковитом, иногда эпидотом	Гнейсы — биотитовые, биотит-роговообманковые, гранат-биотитовые, полевошпат-биотит-гранатовые	Гранулит — мелкозернистая кварц-полевошпатовая полосчатая порода с примесью граната, пироксена, силлиманита, кордьерита
Известняк	Перекристаллизованный крупнозернистый известняк	Мраморизованный известняк, известняковые сланцы, мелкозернистый мрамор	Мрамор
Доломитизированный известняк	То же	То же, доломитизированные	Доломитовый мрамор, часто с зернами граната, пироксена, шпинели (кальцифир)
Базальт, андезит, их туфы	«Зеленые» сланцы — кварц-альбит-хлорит-мусковитовые, тальковые, актинолитовые, эпидотовые	Эпидот- и плагиоклаз-амфиболовый сланец; кроме того содержит кварц, гранат, биотит	Гнейсы — кварц-полевошпат-пироксеновые, гранатовые; гранулит — полосчатая кварц-плагиоклаз-ортоклазовая порода с альмандином (гранатом), диопсидом и гиперстеном
Кварцевый порфир, гранит		Слюдяные, дистеновые и ставролитовые гнейсы и сланцы, часто с гранатом, пироксен-гранатовые гнейсы	Гранито-гнейс, мигматит — массивная кварц-полевошпат-пироксеновая порода с полосчатыми выделениями полевых шпатов

замещающая первичные минералы и раскристаллизовываясь, этот раствор-расплав дает начало гранитам, которые принято называть (в отличие от магматических) палингенными.

Кроме широко проявленного процесса образования пород в результате регионального метаморфизма, вокруг внедрившихся магматических расплавов, т. е. вокруг интрузивных массивов, возникает ореол контактово-метаморфизованных пород. Естественно, что чем ближе к контакту этого массива расположены прорванные им вмещающие породы, называемые часто породами кровли, тем более интенсивно они оказываются изменены. В глинистых и песчаных породах возникают контактовые роговики. В непосредственной близости от интрузивных массивов они имеют плагиоклаз-пироксеновый и андалузит-силлиманитовый состав. На больших расстояниях от интрузивов они последовательно сменяются роговиками плагиоклаз-роговообманковыми и биотитовыми.

В настоящем разделе приведены лишь отдельные примеры из большого набора разнообразнейших разновидностей метаморфических пород. Для более полного ознакомления в табл. 4 перечислены наиболее часто встречающиеся метаморфические породы, возникающие в процессе регионального или контактового метаморфизма.

СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

При изучении естественных геологических разрезов в горных районах, с учетом данных бурения скважин до глубины 7—8 км, исследователям удается наблюдать непосредственно только верхнюю часть земной коры до максимальной глубины 15—20 км. Однако процессы, протекающие на более глубоких горизонтах Земли, непосредственно наблюдать не удастся. Представить эти процессы можно только на основании теоретических построений, учитывающих наблюдаемые геологические данные, а также результаты геофизических исследований. Эти косвенные материалы позволили геологам прийти к единодушному мнению, что развитие вулканических и глубинных магматических процессов и связанное с ними рудообразование обусловлены внутренними силами Земли.

В настоящее время глубинное строение Земли можно расшифровать по скорости прохождения через земную кору упругих волн, возникающих при землетрясениях, крупных искусственно созданных взрывах, в том числе термоядерных, либо взрывах, вызванных вулканическими извержениями. Расчетные данные о плотности вещества, слагающего недра Земли, также помогают геологам и геофизикам подойти к выяснению состояния этого вещества и способствуют решению вопроса о внутреннем строении Земли.

По полученным к настоящему времени данным, Земля состоит из нескольких оболочек различной толщины, сменяющихся с глубиной одна другую, и образно говоря, напоминает яйцо. Самой тонкой является внешняя оболочка (скорлупа), которая в своей верхней части доступна для непосредственных наблюдений. Суммарная толщина этой внешней оболочки, сложенной магматическими, метаморфическими и осадочными породами и получившей название земной коры, колеблется обычно в пределах от 30 до 70 км в различных районах Земли (рис. 5). Слагающие ее породы в среднем обладают плотностью 2,8—2,85 г/см³, а упругие сейсмические волны распространяются в земной коре со скоростью 5—6,8 км/с. Под земной корой залегает следующая твердая, очень толстая оболочка, называемая мантией. Она прослеживается до глубины 2900 км. Расположенная выше земная кора отделяется от мантии услов-

ной границей, на которой происходит существенное увеличение скорости прохождения упругих сейсмических волн — до 8,1 км/с. Эту границу принято называть поверхностью Мохорoviчича (по имени открывшего ее югославского ученого) или проще — поверхностью Мохо. Вещество, слагающее мантию, обладает плотностью от 3,2—3,4 до 4—4,2 г/см³ (в нижней части оболочки). Оно состоит, по-видимому, из окислов и силикатов магния и железа, а также множества других соединений, находящихся между собой в самых различных количественных соотношениях. Следовательно, мантийное вещество неоднородно по составу в различных частях оболочки.

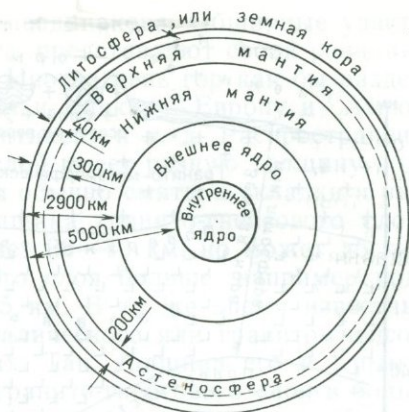


Рис. 5. Строение земного шара (разрез)

Исследователи приходят к выводу, что именно в мантии зарождается большинство землетрясений. Расплавленная мантия представляет собой основной очаг для формирования вулканических извержений и возникновения интрузивных пород, оказывающихся неспособными пробить земную кору и застывающих на глубине в недрах Земли. Многие ученые предполагают, что мантия является основным источником многих металлов, соединения которых поступают в верхние части земной коры, где и происходит рудообразование. Установлено, что верхняя мантия неоднородна. Слой мантии, находящийся примерно между 100 и 300 км от поверхности Земли, получивший название астеносферы, отличается от верхней части мантии. На границах этого слоя уменьшаются скорости прохождения некоторых видов упругих волн сравнительно со скоростью их в выше- и нижележащих слоях. В пределах астеносферы вещество мантии способно к течению. Понижение скоростей проникновения некоторых видов сейсмических волн через слой астеносферы объясняется, скорее всего, присутствием в нем некоторых количеств расплавленного материала, поэтому именно астеносфера является, вероятно, областью, в которой происходит выплавление мантии и зарождаются магматические очаги. По-видимому, вещество, слагающее астеносферу, периодически плавится целиком или частично, при этом плавлению подвергаются громадные объемы этого слоя. Появляются резервуары расплавленного вещества, многократно перерождающегося.

На глубине 2900 км скорость прохождения поперечных упругих сейсмических волн резко падает, часто до 0. При распространении этих волн частицы вещества испытывают упругие колебания в направлении, поперечном к движению волны к центру земного шара. Эта особенность фиксирует переход волн из мантийной оболочки в ядро Земли. По особенностям распространения упругих волн внутри ядра Земли многие ученые предполагают, что верхний его слой, называемый внешним ядром и располагающийся на глубине между 2900 и 5000 км, — жидкий. Небольшое внутреннее ядро нашей планеты, имеющее радиус около 1200 км, скорее всего твердое и обладает сложным строением.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Вернемся к внешней оболочке Земли — земной коре, сложенной породами, во многом поддающимися расшифровке и вмещающими руды различных металлов. Над поверхностью Мирового океана поднимается

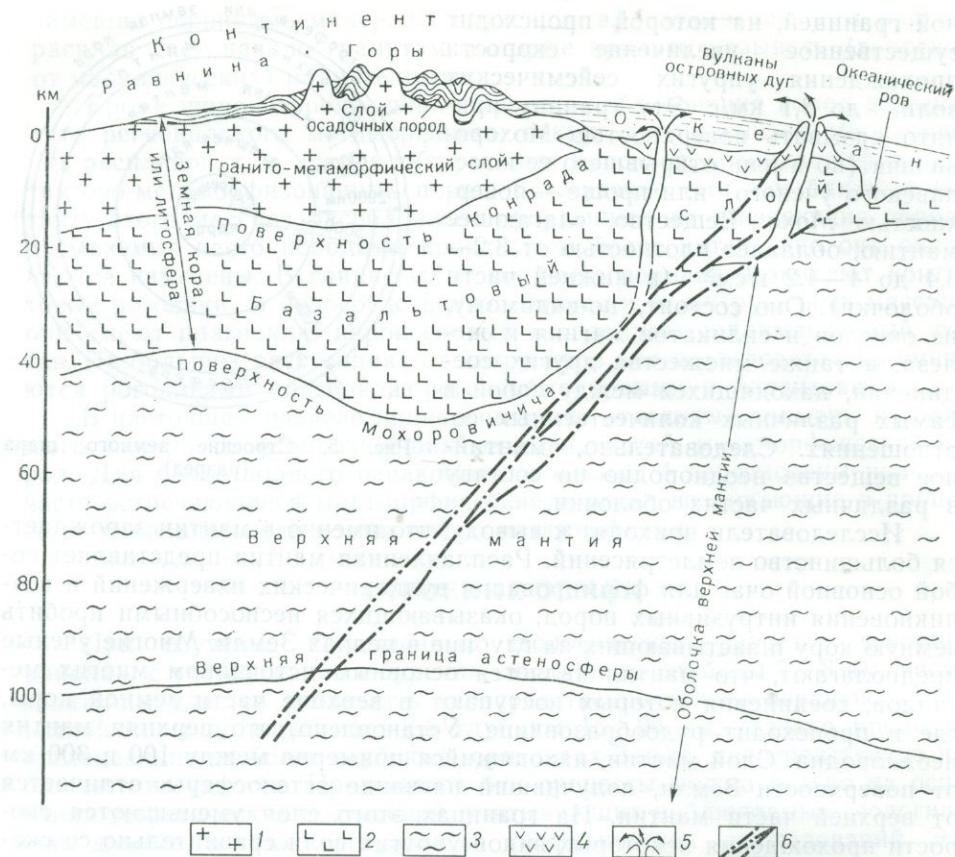


Рис. 6. Строение земной коры под континентами и океанами (разрез).

1 — граниты, гнейсы, кристаллические сланцы и другие метаморфические породы; 2 — перидотиты, пироксениты, габбро и другие глубинные магматические (интрузивные) породы основного состава; 3 — вещество верхней мантии; 4 — магматические породы, излившиеся и выброшенные на поверхность или дно океана (эффузивные породы); 5 — подводные и наземные островные вулканы; 6 — наклонные зоны разломов Заварицкого — Бенъофа, уходящие под континент (фокальные зоны разломов)

только одна третья часть земной коры; остальная, бóльшая часть погружена под его водами. Суша составляет континенты. В океане породы, слагающие континент, продолжают, протягиваясь на многие десятки, а иногда на 100—300 км в виде полого погружающейся плиты. Максимальная глубина, на которую плавно опускается продолжающийся под водой континент, составляет в среднем 200 м. Эта своеобразная «подводная» часть континента, сложенная теми же породами, что и суша, получила название континентального шельфа. Континентальный шельф, занимающий 7,6% поверхности Земли, а также некоторые острова, расположенные вблизи континентов, сложены осадочными, метаморфическими и магматическими породами, среди которых в основном преобладают породы, богатые кремнекислотой и алюминием и, в частности, граниты и близкие к ним породы. Этот самый внешний твердый слой земли получил наименование сиалического (в последнее время его нередко называют также гранито-гнейсовым слоем, или материковой земной корой). Гранито-гнейсовый слой обнажается на 38,7% поверхности Земли. На дне океанов этот слой не проявлен, нет и гранитов (рис. 6).

Поверхность континентов на Земле неодинакова. Обширные участки их, обычно в средней части континента, представляют собой равнины и плоскогорья, окруженные цепями гор. Иногда цепь гор как бы разделяет континент на части, например, Урал и Кавказ — Европу и Азию, Гималаи — Азию и Индостанский субконтинент и т. д. Распространенный на континентах гранито-гнейсовый слой имеет разную толщину под горами и равнинами. Под горами породы обычно смяты в складки и нарушены протяженными трещинами. Толщина гранито-гнейсового слоя здесь максимальная, в среднем составляет 30—40 км, но может достигать и 50 км. Под горами толщина этого слоя больше, например под Западным Тянь-Шанем она достигает 65 км. В то же время известны примеры очень небольшой мощности сиалического или гранито-гнейсового слоя в молодых гористых областях. Так, толщина его в Крыму всего 5—10 км. На равнинах мощность гранито-гнейсового слоя в большинстве случаев примерно в 2—3 раза меньше, чем под горами, обычно колеблется от 6—10 до 15—20 км.

Нижняя часть гранито-гнейсового слоя всегда сложена гранитами и метаморфическими породами — гранито-гнейсами, гранулитами, гнейсами и кристаллическими сланцами. Верхняя часть, как правило, представлена различными осадочными породами. По мере отложения одних осадочных пород на поверхности других нижние слои их все глубже и глубже погружаются, метаморфизуются и пополняют метаморфические породы, образующие вместе с гранитами нижнюю часть гранито-гнейсового слоя. Так как накопление осадков происходит на Земле практически повсеместно, образование осадочных пород представляет собой планетарный процесс, наращивающий сиалический (гранито-гнейсовый) слой земной коры.

Интересно распространение гранитов в гранито-гнейсовом слое. На равнинах граниты в этом слое явно преобладают над метаморфическими и осадочными породами. В гористых областях соотношение этих пород обратное. Граниты образуют как бы острова среди широко проявленных метаморфических пород, причем «острова» гранитов занимают гигантские площади. Например, граниты в районе Сьерра-Невада (Калифорния, США) обнажаются на площади 600×100 км. Еще большую площадь — до 100—300 тыс. км² — занимают массивы очень древних гранитов в Африке, образовавшиеся 3—3,5 млрд. лет назад.

Под гранито-гнейсовым слоем на континентах, а в океанах — под водой — располагается нижний слой земной коры, который носит название базальтового слоя (см. рис. 6). В ряде мест на континентах довольно четко удается отделить границу верхнего гранито-гнейсового и нижнего базальтового слоя, которая получила название поверхности Конрада. Она установлена геофизиком Конрадом по возрастанию скорости упругих сейсмических волн примерно с 5 до 6—6,8 км/с. Уже само название слоя говорит о том, что в нем резко преобладают породы, обладающие составом, приближающимся к базальтам. Как отмечалось ранее, такие породы образованы алюмосиликатами, богатыми кальцием, железом и магнием.

Наиболее глубоко от поверхности базальтовый слой залегает под горами, например, в Карпатах — на 20—25 км от поверхности. Соответственно под горами он имеет и большую толщину — в Крыму 30—40 км, на Кавказе 30—35 км, на Урале 20—30 км. Под равнинами толщина базальтового слоя несколько меньше, например, на Украине она изменяется от 8 до 25 км.

По мнению большинства исследователей, базальтовый слой наименьшую толщину имеет под Мировым океаном, там, где над ним не

залегают мощные слои других пород. Почти всюду под океаном толщина базальтового слоя составляет всего 5—8 км. Напомним, что ниже базальтового слоя располагается вещество, слагающее очень толстый слой земли — мантию, или мантийную оболочку. Геологи и геофизики установили, что толщина базальтового слоя уменьшается при приближении к земной поверхности, а в местах прогиба мантии она возрастает. Таким образом, базальтовый слой как бы компенсирует неровную поверхность мантии, заполняет прогибы в ней и «стекает» с поднятых участков.

СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТОВ

Различная толщина гранито-гнейсового и базальтового слоев — большая под горами и меньшая под равнинной частью континентов — объясняется неоднородным строением последних. Равнины и плоскогорья обычно представляют собой крупнейшие сооружения континентов, называемые щитами и платформами. Горы располагаются, как правило, на месте других крупнейших структурных единиц — складчатых систем.

Щиты (иначе их называют кратонами) занимают обширные, обычно изометричные области в центральных частях континентов. Щиты сложены очень древними — архейскими и протерозойскими (рис. 7) интенсивно метаморфизованными, смятыми в складки породами — гранулитам, гранито-гнейсами, гнейсами, кристаллическими сланцами и внедрившимися в них крупными телами гранитов. Образование всего комплекса пород, метаморфизм и неоднократное смятие их в складки происходило в очень древнее время — как правило, 1,5—2,5, а на Африканском и Американском континентах 2—3,5 млрд. лет назад.

После подобных тектонических процессов щиты представляли собой настолько прочные монолитные плиты, что уже почти не реагировали на внутренние силы Земли и не изменяли своего строения. Все время они возвышались над уровнем Мирового океана и на протяжении всей геологической истории нашей планеты являлись стабильными районами. Правда, в отдельные периоды и они нарушались глубоко проникающими разломами. Щиты, или кратоны, представляют собой как бы наиболее древние, почти неизменявшиеся ядра континентов. Примерами щитов могут служить Канадский, занимающий территорию Канады и часть США, Гвинейский и Центрально-Африканский, расположенные в Северо-Западной и Приэкваториальной Африке, Украинский, охватывающий площадь право- и частью левобережной Украины, и др.

Лишь периферические участки таких стабильных плит обычно в более позднее время — в палеозое, мезозое и кайнозое, т. е. 550—600 млн. лет назад, изредка очень медленно и равномерно, частично раскалываясь на отдельные глыбы, погружались на небольшую глубину под воды Мирового океана. Такие периферические участки щитов, сложенные чехлом почти горизонтально залегающих молодых осадочных пород, перекрывающих комплекс древних метаморфических образований и гранитов, получили название платформ. Примером их может служить Русская платформа, простирающаяся от берегов Балтики и Северного моря до Черного моря и Кавказских гор с севера на юг и от равнин Польши до Урала с запада на восток. Очевидно платформы представляют собой двухъярусное сооружение, в котором нижний структурный ярус представляет складчатый фундамент древнего возраста, а верхний — горизонтально (или почти горизонтально) залегающий чехол (платформен-

ный чехол) молодых осадочных пород палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста.

Платформам и щитам противостоят складчатые системы, возникшие на месте геосинклиналей. Это сравнительно узкие (сотни километров) линейно-вытянутые на расстояние 1—2 тыс. км пояса протерозойских, палеозойских, мезозойских и кайнозойских пород. Последние представлены, как правило, комплексами слабо и умеренно метаморфизованных осадочных и эффузивных пород очень большой мощности. Среди таких интенсивно деформированных пород находятся достаточно обширные участки или своеобразные острова метаморфических пород редко раннепалеозойского, обычно протерозойского и архейского возраста, получившие название срединных массивов. Все породы, окружающие такие острова (срединные массивы), собраны в линейно-вытянутые сжатые складки. Среди них обнажаются достаточно крупные тела гранитов и значительно меньшие по размерам массивы других интрузивных пород — перидотитов, пироксенитов, габбро, диоритов, внедрившиеся в различные периоды геологической истории. Срединные массивы в ряде случаев оказываются смятыми в еще более крупные складки, которые часто перекрываются слабонаклонными осадочными породами.

Зарождение геосинклинальных зон начинается, по-видимому, с появления в земной коре линейно-вытянутой впадины. Основанием впадины чаще служат древние архейские и протерозойские породы. Они и слагают фундамент геосинклиналей (складчатых систем).

Зародившаяся впадина испытывает длительное и энергичное погружение под воды Мирового океана, и в ней на породах фундамента накапливаются осадочные и эффузивные породы общей мощностью от 5—7 до 15—20 км. В складчатых системах эти породы, будучи смяты в складки и прорваны интрузиями магматических тел, слагают ярус, обычно называемый геосинклинальным. Формированием этого яруса пород заканчивается устойчивое погружение впадины. Она разделяется как бы на узкие продольные прогибы и гребни, обычно поднимающиеся над уровнем моря в виде цепей гористых островов. В это время про-

Возраст, млн. лет	Период, система		Длительность, млн. лет	Эра	
0	1,5-2	Q	Плейстоценовый	1,5-2	Кайнозойская
	12±1	N ₂	Плиоценовый	10-10,5	
	26±1	N ₁	Миоценовый	14	
	37±2	Pg ₃	Олигоценый	11	
	60±2	Pg ₂	Эоценовый	23	
40	67±3	Pg ₁	Палеоценовый	7	Мезозойская
80		Cr	83 Кампан Меловой 105±5 Сенман Альб	36 70 32	
120	137±5	J	Юрский	55-58	
160		T	Триасовый	40-45	
200	195±5	P	Пермский	45	
240	240±10	C	Каменно-угольный	65-70	Палеозойская
280	285±10	D	Девонский	55-60	
320		S	Силурийский	35	
360	340	O	Ордовикский	60-70	
400	410±10	St	Кембрийский	70-80	
440	440±15	Pt ₃			Протерозойская
480	500±20	Pt ₂			
520		Pt ₁			
560	>570	A			
1600±50					
1900±100					Докембрий
2600±100					
до 4500 и более					

Рис. 7. Последовательность и длительность главных подразделений геологического времени (геохронологическая таблица)

исходит заполнение прогибов обломочным материалом, сносимым с горных хребтов. В прогибах накапливаются конгломераты, брекчии, песчаники. Нередко в них внедряются небольшие тела глубинных магматических (интрузивных) пород разнообразного состава.

После нового периода складчатости обломочные породы сминаются в складки (более широкие, чаще с плавными перегибами слоев сравнительно со складками геосинклинального яруса) и образуют верхний (или иначе — орогенный) ярус складчатых систем. На этом формирование последних заканчивается. Очевидно в отличие от щитов, являющихся геологическим сооружением, сложенным одним структурным ярусом, и в отличие от двухъярусных платформ, в вертикальном разрезе складчатых систем (геосинклинальных зон) можно выделить три структурных яруса: фундамент, средний, т. е. геосинклинальный, ярус и верхний орогенный ярус.

СТРОЕНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

Водами океана покрыто примерно две трети поверхности Земли, но только в самое последнее время эта основная часть территории нашей планеты, правда скрытая от нашего взора водой, начала детально изучаться.

Средняя глубина океанов составляет около 4,8 км. Но в океанах существуют равнины, полого опускающиеся на глубину до 150—200 м и продолжающие континенты под водами океанов. Эти пологие плиты, называемые шельфами, окаймляют континент и прослеживаются в океаны на расстояние от 50 до 1000 км от берега суши. Наряду с такими мелководными равнинами на дне океанов установлены океанические рвы и желоба, глубины которых достигают 11 км. Напомним, что зона шельфа ограничивает главнейшие сооружения и породы континентов от океанического ложа. Шельф сложен мелководными осадками различной мощности, которые залегают на породах гранито-гнейсового слоя. Этот слой, погружаясь под океаническое ложе, быстро теряет мощность, распадаясь на клиновидно затухающие горизонты глубоководных осадков и часто вообще исчезает вблизи края шельфа (рис. 8).

Окраины континентов, омываемые Атлантическим океаном, представляют собой краевые части Канадского, Бразильского и Африканского щитов. Вдаваясь в океан, щиты резко обрываются или заканчиваются очень древними складчатыми системами, в которых отсутствуют проявления молодого магматизма. Во всех этих сооружениях гранито-гнейсовый слой исчезает резко и дно океана слагается сразу же базальтовым слоем. Иногда же, особенно в тех участках океана, где вблизи континента расположены крупные острова, гранито-гнейсовый слой, а также перекрывающий его слой осадочных пород устанавливаются и на дне океана и слагают крупные острова. В частности, таково строение земной коры в районе Зондских островов (Индонезия).

За слабо наклонной плитой шельфа отмечается существенный изгиб океанического ложа. Он сменяет шельф на разных глубинах — от 150 до 700 м и получил название континентального склона. В направлении к океану этот склон в виде узкой полосы круто опускается до глубины около 2—3 км. По-видимому, полоса континентального склона как раз и ограничивает распространение гранито-гнейсового слоя. Начиная с нее, на больших океанических глубинах проявлен только один слой земной коры — базальтовый. Таким образом, основные сооружения океанического ложа отражают строение поверхности базальтового слоя земной коры.

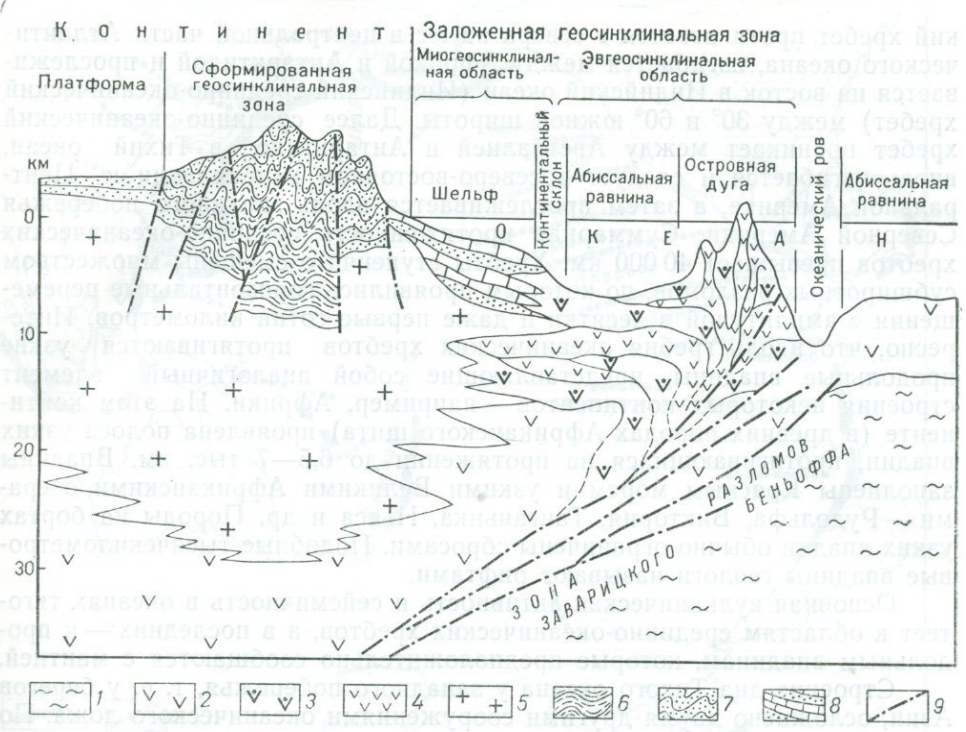


Рис. 8. Схема строения дна океана и расположение главных структур океанического дна (разрез).

1 — мантийный слой; 2 — базальтовый слой; 3 — габбро, диабазы, базальты; 4 — андезиты, дациты, липариты; 5 — гранито-метаморфический (гранито-гнейсовый) слой; 6 — метаморфические породы; 7 — осадочные породы; 8 — карбонатные и песчано-сланцевые породы (породы миогеосинклинальной области); 9 — разломы

Большая часть океанического ложа напоминает однообразную равнину, характеризующуюся удивительно выдержанной глубиной — около 4—5 км. Это — абиссальная равнина (см. рис. 8). Поверхность ее плоская и покрыта тонким (чаще менее 1 км) слоем молодых рыхлых осадков — красной океанической глиной, радиоляриевыми, глобигериновыми и другими органическими илами. Самую поверхность дна во многих местах устилают своеобразные шаровые или эллипсоидальные образования окислов марганца и железа — железо-марганцевые конкреции. Накопление осадков в открытых просторах Мирового океана происходит крайне медленно.

Над равнинным дном океана вздымаются одиночные горы или цепочки подводных гор, иногда выходящие из-под воды и образующие острова. Цепи островов располагаются всегда сравнительно недалеко от границ континентов. Очевидно, начиная от океанического ложа до высших точек гористых островов, подводные (а затем и «надводные») горы конической формы поднимаются на 6—8 км, а Гавайские острова — на 10 км над дном океана. Горы являются вулканическими сооружениями, и они сложены базальтами. Находятся они в местах подводных излияний, на вулканических валах базальтового (по составу) ложа океана.

Наиболее протяженными сооружениями океанического ложа (и земной коры в целом) являются срединно-океанические хребты, обладающие планетарным масштабом (рис. 9). Действительно, начинаясь между Гренландией и Исландией, срединно-океанический Атлантический

кий хребет протягивается с севера на юг в центральной части Атлантического океана, изгибается между Африкой и Антарктидой и прослеживается на восток в Индийский океан (Индийский срединно-океанический хребет) между 30° и 60° южной широты. Далее срединно-океанический хребет проникает между Австралией и Антарктидой в Тихий океан, вновь изгибается и следует в северо-восточном направлении к Центральной Америке, а затем прослеживается вдоль западного побережья Северной Америки. Суммарная протяженность срединно-океанических хребтов превышает 40 000 км. Хребты ступенчато смещены множеством субширотных разломов, по которым проявились горизонтальные перемещения с амплитудой в десятки и даже первые сотни километров. Интересно, что вдоль гребня океанических хребтов протягиваются узкие продольные впадины, представляющие собой аналогичный элемент строения некоторых континентов — например, Африки. На этом континенте (в древних породах Африканского щита) проявлена полоса узких впадин, протягивающихся на протяжении до 6,5—7 тыс. км. Впадины заполнены Красным морем и узкими Великими Африканскими озерами — Рудольфа, Виктория, Танганьика, Ньяса и др. Породы на бортах узких впадин обычно ограничены сбросами. Подобные тысячекилометровые впадины геологи называют рифтами.

Основная вулканическая активность и сейсмичность в океанах тяготеет к областям срединно-океанических хребтов, а в последних — к продольным впадинам, которые предположительно сообщаются с мантией.

Строение дна Тихого океана у западного побережья, т. е. у берегов Азии, осложнено двумя другими сооружениями океанического ложа. По мнению многих геологов, эти сооружения являются главными составны-

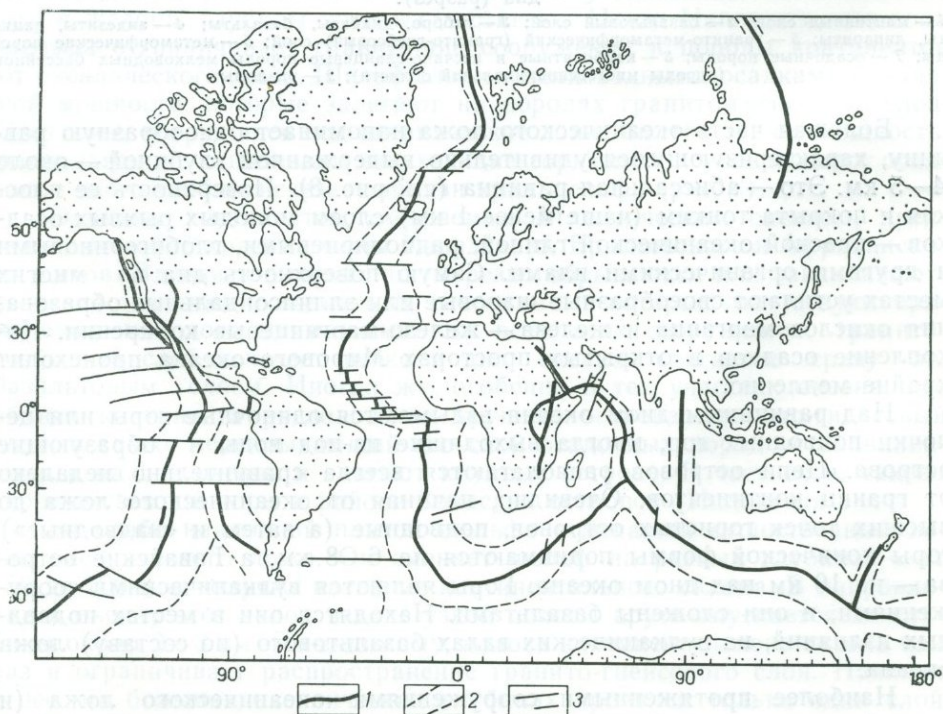


Рис. 9. Расположение срединно-океанических хребтов (1) поднятий (2) на дне Мирового океана и разломов, смещающих срединно-океанические хребты (3). По Дж. Ферхугену и др. (Земля, 1974).

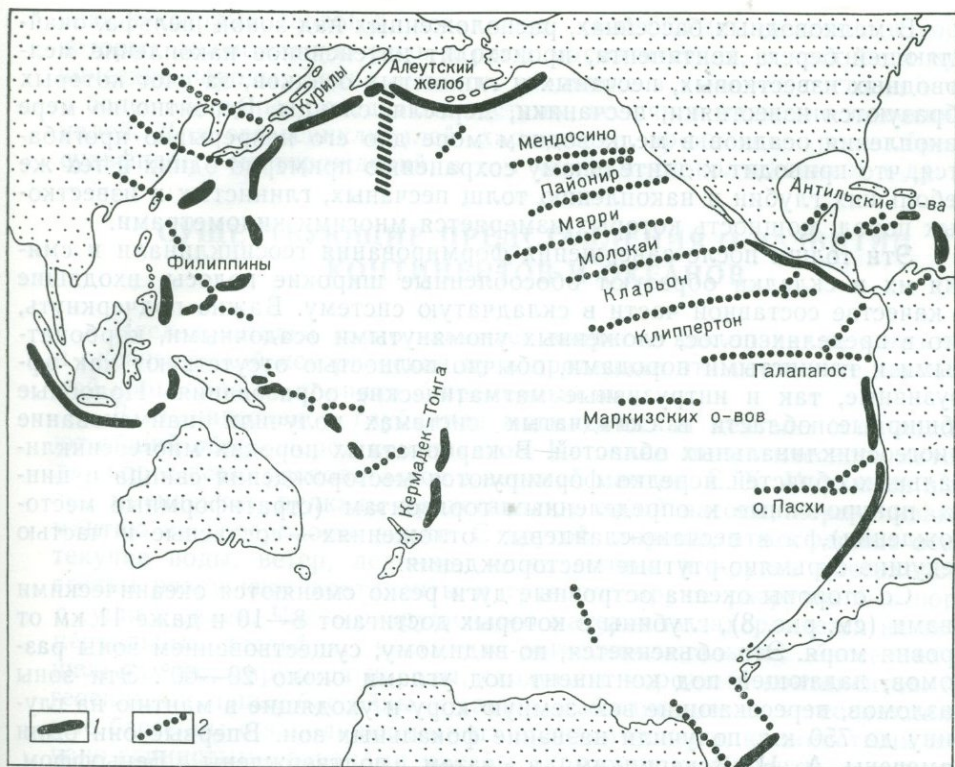


Рис. 10. Расположение океанических рвов (1), окаймляющих островные дуги со стороны океана, а также крупнейшие разломы (2) на дне Тихого океана. По Дж. Ферхугену и др. (Земля, 1974)

ми частями современных геосинклинальных зон. Многие геосинклинальные зоны, завершившие свое развитие в далеком прошлом, в виде протяженных горных хребтов возвышаются по краям континентов. Современными геосинклинальными зонами принято считать бассейны Охотского, Японского, Восточно-Китайского, Карибского и некоторых других морей.

Важными структурными элементами, развитыми в пределах этих морских бассейнов, являются так называемые островные дуги и океанические рвы (см. рис. 8). Положение их по отношению к континенту следующее. Породы, слагающие континент, образующие его сооружения и гранито-гнейсовый слой, заканчиваются, выклиниваются у границы шельфа и континентального склона. В молодых геосинклиналях в направлении от них в сторону океана развиты умеренно глубоководные моря, с глубинами, по-видимому, не превышающими 1—3 км. Именно этот умеренно глубоководный бассейн отделяется своеобразным сооружением, называемым островной дугой (цепью островов), от открытого океана. Дуги всегда выступают своей выпуклой частью в сторону океана. Они являются местом проявления современной интенсивной вулканической и сейсмической активности. Такими островными дугами, начиная от Алеутских островов, являются Курильские, Японские, Филиппинские, Зондские острова Индонезии, Соломоновы острова и Новые Гебриды (рис. 10). В Атлантическом океане островные дуги образуют Большие и Малые Антильские острова, окружающие Карибское море.

В мелководных бассейнах, расположенных над зоной шельфа, окаймляющей берега континента, происходит интенсивное накопление мелководных известковых, песчаных и глинистых осадков, за счет которых образуются известняки, песчаники, мергеля, сланцы. Вероятно по мере накопления осадков в мелководном море дно его непрерывно прогибается, что приводит к длительному сохранению примерно одних и тех же небольших глубин и накоплению толщ песчаных, глинистых и известковых пород, мощность которых измеряется многими километрами.

Эти толщи после завершения формирования геосинклинали и смятия их в складки образуют обособленные широкие полосы, входящие в качестве составной части в складчатую систему. Важно подчеркнуть, что в пределах полос, сложенных упомянутыми осадочными, карбонатными и глинистыми породами, обычно полностью отсутствуют как эффузивные, так и интрузивные магматические образования. Подобные обширные области в складчатых системах получили наименование миогеосинклинальных областей. В карбонатных породах миогеосинклинальных областей нередко формируются месторождения свинца и цинка, приуроченные к определенным горизонтам (стратиформные месторождения), а в песчано-сланцевых отложениях — согласные и частью секущие сурьмяно-ртутные месторождения.

Со стороны океана островные дуги резко сменяются океаническими рвами (см. рис. 8), глубины в которых достигают 8—10 и даже 11 км от уровня моря. Это объясняется, по-видимому, существованием зоны разломов, падающей под континент под углами около 20—60°. Эти зоны разломов, пересекающие всю земную кору и уходящие в мантию на глубину до 750 км, получили название фокальных зон. Впервые они были намечены А. Н. Заварицким, а затем подтверждены Беньоффом. В пределах этих зон располагаются очаги мелко-, средне- и глубоководных землетрясений. Вдоль них островные дуги оказываются надвинутыми на базальтовый слой, слагающий дно океана. Океанические рвы таким образом располагаются в лежачем боку зон Заварицкого — Беньоффа.

По мнению многих исследователей, вещество, слагающее базальтовый слой и часть верхней мантии (возможно вплоть до астеносферы), непрерывно погружается вдоль подошвы зон Заварицкого — Беньоффа, а проявление магматизма (т. е. образование эффузивных и интрузивных пород и наращивание базальтового и гранито-гнейсового слоя) происходит в «кровле» той верхней части зоны, которая «проектируется» на поверхности земли от островной дуги до границы континента. За рвами в сторону океана простирается уже глубоководный бассейн, дно которого отстоит от поверхности океана на 4—6 км. Дно это представляет собой, как уже упоминалось, абиссальную равнину, лишь кое-где осложненную редкими единичными вулканическими островами.

В бассейне, заключенном между островной дугой и зоной шельфа, где глубины изменяются от 1 до 2—3 км, протекают, вероятно, основные вулканические процессы, характерные для территории, занятой океаном. Здесь накапливаются лавы, вулканические пеплы и бомбы, чередующиеся с кремнистым и песчано-глинистым веществом, отлагавшимся в периоды относительного покоя. Дно этих умеренно глубоководных бассейнов прогибается более интенсивно, чем дно расположенных ближе к континентам миогеосинклинальных мелководных бассейнов. Поэтому в более глубоководном море накапливаются многокилометровые (иногда до 10—15 км) толщи диабазов, андезитов, липаритов, кремнистых сланцев и кварцитов, песчаников и филлитов. После формирования геосинклинали на месте глубоководного бассейна, по предположе-

нию некоторых геологов, возникают складчатые области, в составе которых значительную роль играют магматические, в частности вулканические породы. Такие области, входящие в качестве составной части в более обширные складчатые системы, получили название эвгеосинклиналей. Для эвгеосинклиналей характерно проявление разнообразных сульфидных месторождений, в том числе медноколчеданных и др.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О РАЗВИТИИ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

Исследователей давно занимает вопрос — как возникли континенты и океаны, какой исторический путь проделали эти составные части земной коры пока не приняли современный вид?

Вулканическая и глубинная магматическая деятельность пополняют общий объем пород континентов. Источник магматического материала скорее всего располагается в верхней мантии. Е. К. Мархинин высказал мнение, что вулканы представляют собой насосы, перекачивающие мантию на поверхность земли. С другой стороны, атмосферные осадки, текущие воды, ветер, ледники, тепло солнца и другие поверхностные агенты разрушают континенты и транспортируют разрушенные породы с суши в океан. Часть разрушенного материала захороняется на континентальных шельфах, часть — в эвгеосинклинальных бассейнах. На шельфах формируются породы, сходные с породами континентов. Миогеосинклинальные бассейны, а также окаймляющие их эвгеосинклинальные бассейны с заполняющими их вулканическими, кремнистыми и песчано-глинистыми породами как бы окружают континенты. Здесь, в областях накопления мощных толщ осадочных и вулканических пород, после ряда периодов образования складок и разломов завершается формирование складчатой зоны (называемой также складчатой системой) и вырастают горы, т. е. появляется суша, которая как бы припаивается к континенту. Площадь континента, казалось бы, увеличивается.

Однако следует учитывать, что часть разрушенного материала с континента уносится в океан и безвозвратно покидает континент. Примерные подсчеты (хотя и очень неточные) показывают, что магматизм все-таки поставляет на континент больше материала, чем его сносится в океан, и следовательно, происходит рост континентов.

Именно последнее, так трудно доказываемое положение — разрастаются континенты или нет, разделило геологов, изучающих геологию континентов и дна океанов, на два лагеря, отстаивающих две различных гипотезы.

По первой гипотезе, которой придерживались известные зарубежные специалисты по тектонике Г. Штилле, Е. Зюсс, М. Кей, А. Х. Войси, а также советские ученые — академики А. П. Карпинский и Н. С. Шатский, материки на заре своего зарождения, т. е. 3,5—2,6 млрд. лет назад, представляли собой разобщенные ядра. В последующую геологическую историю эти ядра скреплялись сушей, возникающей на месте внутренних, древних по возрасту геосинклинальных зон. Появлялись пра́континенты, которые разрастались в дальнейшем по периферии за счет приращения к континенту горных систем, возникающих на месте окаймляющих его геосинклинальных зон. Так, например, Европейский континент еще в докембрийское время можно представить в виде архипелага крупных островов, которым соответствовали Балтийский щит, Украинский, Воронежский и Белорусский массивы. А Евроазиатский

континент еще 220—240 млн. лет назад был разделен на Европу и Азию широким меридиональным морем, заполнявшимся осадками и продуктами вулканизма, на месте которого возникла затем геосинклинальная складчатая система Урала, спаявшая воедино оба континента.

Сторонники другой гипотезы — А. Вегенер, Р. Штауб, А. Дю Тойт, Е. Краус, Ф. Вайн, Д. Мэтьюз, Дж. Ферхуген, К. Вархафтиг, У. Файф, советские геологи — Е. В. Быханов, П. Н. Кропоткин, А. В. Пейве, В. Е. Хаин, Л. П. Зоненшайн, А. А. Ковалев и другие считают, что форма в свое время образовавшихся континентов существенно не изменилась до наших дней. Континенты в прежние далекие времена представляли собой единую плиту, называемую также пра́континентом, которая раскололась около 2—2,5 млрд. лет назад на наблюдаемые в настоящее время пять материков. Вслед за расколом произошло расплывание материков. Считается, что линия древнего раскола, проникающего наиболее глубоко в тело Земли, подчеркивается в настоящее время продольными рифтовыми впадинами в гребнях срединно-океанических хребтов. В горизонтальное движение континентов вовлечены не только осадочный и гранито-гнейсовый слои, но и расположенный ниже базальтовый слой, а также, вероятно, и значительная часть оболочки верхней мантии, скорее всего распространяющаяся вплоть до астеносферы, т. е. до глубины 100—200 км.

В процессе перемещения рифтовые впадины в гребнях срединно-океанических хребтов служат местом образования под океаническим ложем нового базальтового слоя, который возникает за счет поступления мантийного вещества. Новый базальтовый слой отсюда все более и более разрастается в стороны по мере отступления континентов друг от друга и приближения к океаническим хребтам. Скорости движения континентов, по мнению сторонников гипотезы дрейфа, составляют несколько сантиметров в год.

Таким образом, согласно второй гипотезе, мантийное вещество непрерывно взаимодействует с породами базальтового слоя, пополняет его и частично, наоборот, перерабатывает или уничтожает.

Сторонники первой гипотезы также признают участие в строении земной коры мантийного вещества. Действительно, континенты, по их представлениям, разрастаются за счет развития миогеосинклинальных и эвгеосинклинальных бассейнов, окаймляющих щиты и платформы. А вулканический материал в эвгеосинклинальных бассейнах в период развития последних пополняется из мантийного вещества. Поступает он из мантии, вероятно, в связи с тектонической и вулканической деятельностью, протекающей вдоль зон разломов. В районах проявления этих зон очаги магматической деятельности по современным измерениям сейсмических волн фиксируются на глубинах 50—300 км, а в единичных случаях — даже на глубине 700 км.

ФОРМА И СТРОЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ

Породы, распространенные в пределах щитов, фундамента платформ и в складчатых системах подвергаются тектоническим преобразованиям, деформируются и обычно оказываются смятыми в складки. Подвергаются складчатости породы, которые образуют залегающие друг над другом пласты, т. е. осадочные, многие эффузивные и метаморфические породы. Складки обладают самыми различными геометрическими формами и размерами, от самых мелких, наблюдаемых в образцах, до крупнейших, протягивающихся на сотни километров. В ряде случаев мелкие складки часто повторяют конфигурацию и ориентировку круп-

Рис. 11. Антиклинальная (а) и синклиналиная (б) складки, сложенные одинаковыми породами (блок-диаграммы). По Дж. Ферхугену и др. (Земля, 1974).

1 — молодые породы; 2 — древние породы

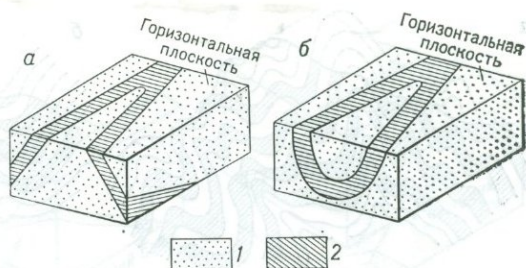
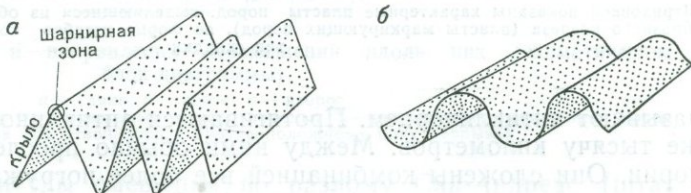


Рис. 12. Складки, состоящие из соединяющихся между собой протяженных крыльев с небольшими шарнирами (а) и небольших крыльев с широкими шарнирами (б). По Дж. Ферхугену и др. (Земля, 1974)



ных, поэтому наблюдения над мелкими складками позволяют решать многие геологические вопросы.

В общем виде складки представляют собой волнообразно изогнутые слои пород. Среди них выделяют антиклинали (или антиклинальные складки) — сооружения аркообразного типа с выгнутым вверх сводом и залегающими внутри него пластами более древних пород. Антиподом антиклиналей являются синклинали (или синклиналиные складки). Их киль вогнутой частью обращен вниз, а внутри кили залегают пласты более молодых пород. Эта особенность позволяет в складчатых районах выявлять среди изогнутых в складки пластов, даже одинаковых по составу пород, их более молодые разновидности, залегающие на более древних (рис. 11). Свод антиклинальных и киль синклиналиных складок называют шарниром, слои, образующие боковые поверхности складок, — крыльями (рис. 12).

Линия перегиба свода антиклинальной или линия перегиба кили синклиналиной складки представляет собой ось складки, показывающей ее направление, ориентировку (рис. 13). Чрезвычайно редко приходится встречаться со складками, ось которых располагается горизонтально. Наклонная ось указывает на окончание складки или, как принято говорить, — на ее замыкание. При этом свод, например, антиклинальной складки описывает на сравнительно выровненной местности изгиб, нередко очень резкий.

Крупные протяженные складки, состоящие из нескольких складок меньших размеров, образуют главные составные части складчатых систем. Если при этом частные складки постепенно все более вздымаются к средней части главной складки (рис. 14, а), то последнюю

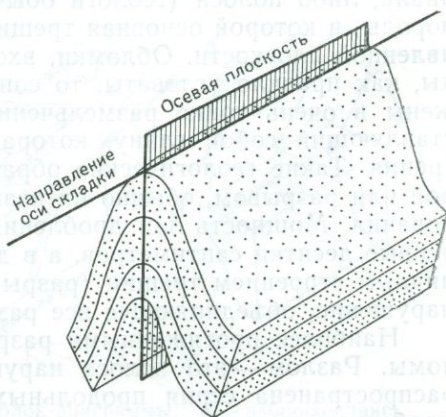


Рис. 13. Складка и положение осевой плоскости и оси складки. По Дж. Ферхугену и др. (Земля, 1974)

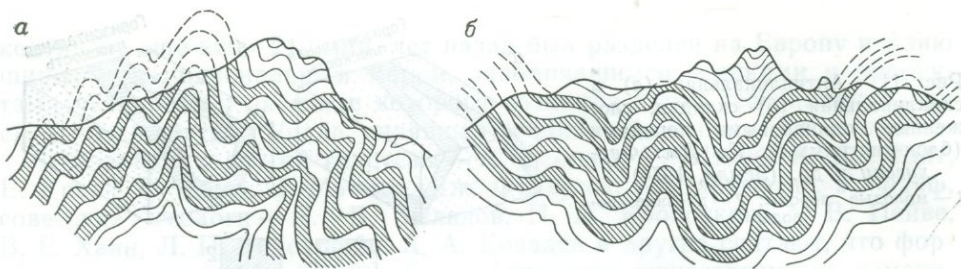


Рис. 14. Строение антиклинория (а) и синклинория (б) в разрезе.

Штриховкой показаны характерные пласты пород, выделяющиеся из общего сравнительно однообразного разреза (пласты маркирующих пород), по форме изгибов которых легко определяется тип складки

называют антиклинорием. Протягиваются антиклинории на сотни и даже тысячу километров. Между ними обычно прослеживаются синклинории. Они сложены комбинацией все более погружающихся к середине синклинория складок (см. рис. 14, б).

Обычно непрерывно проследить за каким-либо смятым в складки пластом пород удастся на сравнительно небольшое расстояние. Как правило, пласт пересекается разрывом (трещиной), за которым он уже обнаруживается в стороне от своего первоначального положения, т. е. оказывается перемещенным по разрыву. Однако только очень непротяженные трещины, длиной в первые метры, представляют собой настоящие разновидности с сомкнутыми прижатými стенками, или, наоборот, зияющие трещины. Первые широко распространены в осадочных и метаморфических, вторые — в магматических породах. Но как раз такие трещины не смещают блоки прилегающих к ним пород, так как обязаны своим происхождением либо растрескиванию магматических масс при остывании и затвердевании их (так называемые контракционные трещины), либо уплотнению пород.

Разрывы, смещающие границы пород, более протяженны. Они вытягиваются на десятки, тысячи и многие тысячи метров и характеризуются сложным строением. Это в прямом смысле слова не трещины, так как между их стенками находится либо тонкий слой глинистого материала, либо полоса (геологи обычно говорят «зона») раздробленной породы, в которой основная трещина прослеживается в виде четко проявленной плоскости. Обломки, входящие в состав раздробленной породы, как правило угловаты, то соприкасаются друг с другом, то погружены в очень тонко размельченный материал, нередко также представляющий собой глину, которая называется тектонической глиной трения. Такие геологические образования уже нельзя называть трещиной или разрывом, обычно их называют зонами дробления или брекчирования. Мощность зон дробления может в одних случаях составлять первые десятки сантиметров, а в других — сотни метров. В связи с различным строением трещин (разрывов) существует понятие — разрывное нарушение, объединяющее все разновидности трещин и зон дробления.

Наиболее протяженными разрывными нарушениями являются разломы. Разлом — это полоса нарушенной породы, в пределах которой распространена серия продольных, частью косо ориентированных зон дробления, и трещин, заполненных тектонической глиной трения. Величина смещения (амплитуда) границ (контактов) пород, рудных и других геологических тел по разломам достигает десятков и сотен метров, а во многих случаях — тысяч и многих тысяч метров.

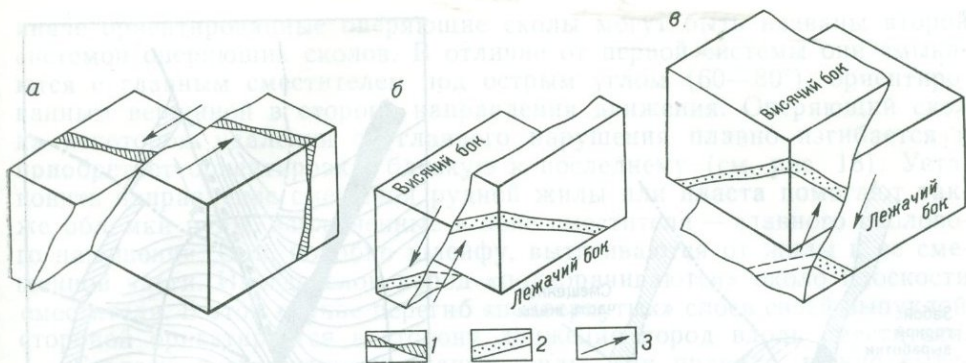


Рис. 15. Типы разрывов и направления перемещений вдоль них (схематические блок-диаграммы).

a — сдвиг; *б* — сброс; *в* — взброс.
 1 — смещаемая рудная жила; 2 — смещаемый пласт породы; 3 — направление движения пород вдоль разрыва (по отношению к противоположному боку разрыва)

Например, амплитуды смещения по разлому Сан-Андреас (штат Калифорния, США), Филиппинскому разлому (Филиппинские острова), Альпийскому разлому, пересекающему оба острова Новая Зеландия, Атакамскому разлому, прослеженному по береговой части Чили, превышают 100 км. Смещения по всем перечисленным разломам проявились в горизонтальной плоскости. О направлении перемещений легко судить по тому, в каком направлении и в какой плоскости (относительно горизонтальной) перемещаются породы висячего или лежачего бока разлома. Дело в том что для разрывных нарушений, как и для рудных жил, имеющих хотя бы слабый наклон, различают висячий бок (т. е. породы, находящиеся над плоскостью нарушения) и лежащий бок, в котором породы располагаются под нарушением.

Если перемещение по любому разрывному нарушению — разлому, зоне дробления или трещине, заполненной тектонической глиной трения, — происходит в горизонтальной плоскости, разрывное нарушение и одновременно тип смещения называют сдвигом (рис. 15, *a*). Когда пласт или рудная жила смещаются в вертикальной плоскости, то разрывное нарушение и тип смещения классифицируются как взброс (при подъеме смещенного пласта, расположенного в висячем боку по плоскости нарушения, см. рис. 15, *в*) или как сброс — при опускании висячего бока (см. рис. 15, *б*).

Однако в большинстве случаев при смещении по разрывному нарушению присутствуют одновременно элементы горизонтального и вертикального движений. Поэтому чаще контакты пород, пласты, рудные жилы и другие геологические тела смещаются в косом направлении по отношению к горизонтальной плоскости. Происходит взбросо-сдвиг или сбросо-сдвиг (рис. 16). Все

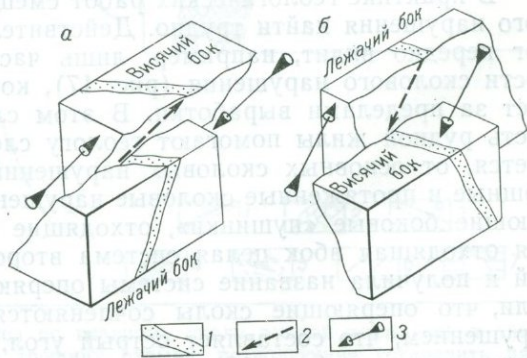


Рис. 16. Блок-диаграммы: *a* — взбросо-сдвиг; *б* — сбросо-сдвиг.

1 — смещаемый пласт породы; 2 — направления перемещения пласта; 3 — направления смещений пород одного бока по отношению к другому вдоль разрыва

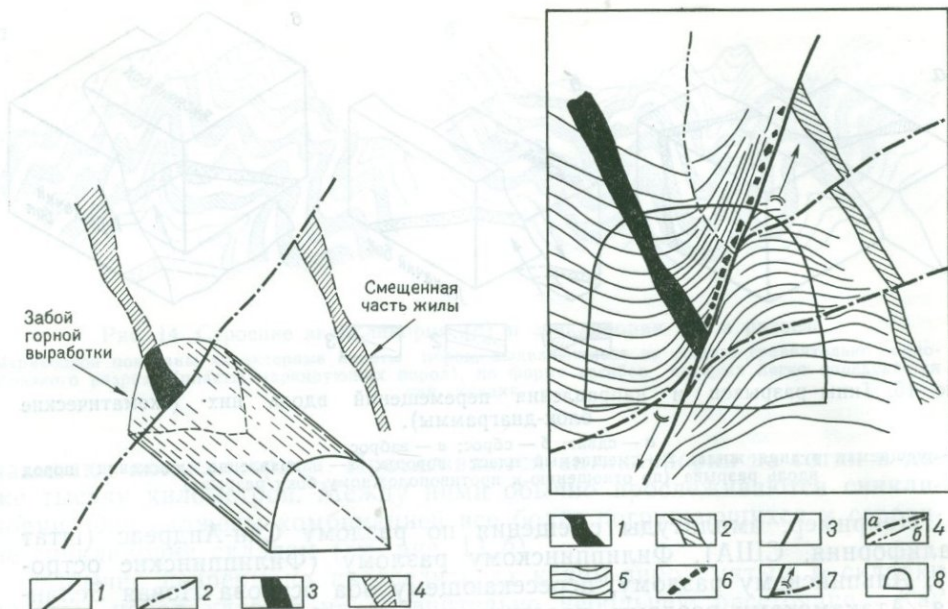


Рис. 17. Пример смещения рудной жилы разрывом послерудного возраста, нередко наблюдающийся в забоях горных выработок (схематический рисунок горной выработки и ее забоя).

1 — видимая в забое часть разрыва, смещающего рудную жилу; 2 — невидимая часть того же разрыва, находящаяся за пределами горной выработки; 3 — видимая в забое часть рудной жилы; 4 — продолжение рудной жилы, находящейся за пределами забоя.

Рис. 18. Схема, поясняющая возможность определения направления смещения рудного тела, исходя из положения сместителей (сколовых нарушений) и примыкающих к ним слоистых пород, а также тектонически раздробленных руд (зарисовка забоя горной выработки).

1 — рудная жила; 2 — смещенная часть рудной жилы; 3 — главное сколовое нарушение-сместитель; 4 — оперяющие его сколы; а — первой системы, б — второй системы; 5 — слоистость и подвороты ее вблизи сместителя; 6 — обломки руды; 7 — угол, составленный главным и оперяющим его сколом первой системы, открыт в сторону движения, стрелка показывает направление этого движения вдоль главного сместителя; 8 — забой горной выработки.

разрывные нарушения, по которым наблюдаются перемещения пластов, рудных жил, контактов пород или других каких-либо геологических тел, называют сколовыми нарушениями.

В практике геологических работ смещение вдоль сколового разрывного нарушения найти трудно. Действительно, в горной выработке геолог нередко видит, например, лишь часть жилы, достигающей плоскости сколового нарушения (рис. 17), когда смещенная ее часть залегает за пределами выработки. В этом случае обнаружить смещенную часть рудной жилы помогают геологу следующие особенности. Оказывается, от основных сколовых нарушений вбок отходят другие менее мощные и протяженные сколовые нарушения, в некотором роде напоминающие боковые «пушинки», отходящие от «ствола» пера птицы. Такая отходящая вбок целая система второстепенных сколовых нарушений и получила название системы оперяющих сколов. Геологи установили, что оперяющие сколы сочленяются таким образом с главным нарушением, что составляет острый угол, открытый в сторону направления движения (рис. 18). Однако к такому правилу необходимо подходить осторожно.

Помимо рассмотренной первой системы оперяющих сколов вдоль главных сместителей проявляются и другие оперяющие сколы, ориентированные по отношению к главному нарушению по другому. Такие

иначе ориентированные оперяющие сколы могут быть названы второй системой оперяющих сколов. В отличие от первой системы они смыкаются с главным сместителем под острым углом (60—80°), ориентированным вершиной в сторону направления движения. Оперяющий скол на некотором удалении от главного нарушения плавно изгибается и приобретает ориентировку, близкую к последнему (см. рис. 18). Установить направление смещения рудной жилы или пласта помогают также обломки руды, заключенные в зоне сместителя — главного сколового нарушения. Они, подобно шлейфу, вытягиваются от жилы к ее смещенной части. Иногда слои пород «подворачиваются» около плоскости сместителя. В этом случае перегиб «подвернутых» слоев своей выпуклой стороной ориентируется в сторону движения пород вдоль сместителя.

Геологу, разведующему рудные жилы, как правило, важно выяснить направление движений по разрывному нарушению, вмещающему жилу. При этом чаще всего необходимо выявить то направление смещений, которое проявилось в период отложения руды в зоне разрывного нарушения. Решению этого вопроса также способствует рассмотренное правило сочленения оперяющих сколов с главным разрывным нарушением, которое теперь выступает уже не в роли сместителя жилы, а в роли разрывного нарушения, вмещающего жилу. При этом оперяющие сколы первой и второй систем устанавливаются проще, так как геолог легко выявляет те оперяющие сколы, которые уже существовали в момент оруденения, по ним от главной жилы отщепляются рудные ответвления или вдоль них выявляются гнезда, прожилки руд, либо любая рудная минерализация (рис. 19).

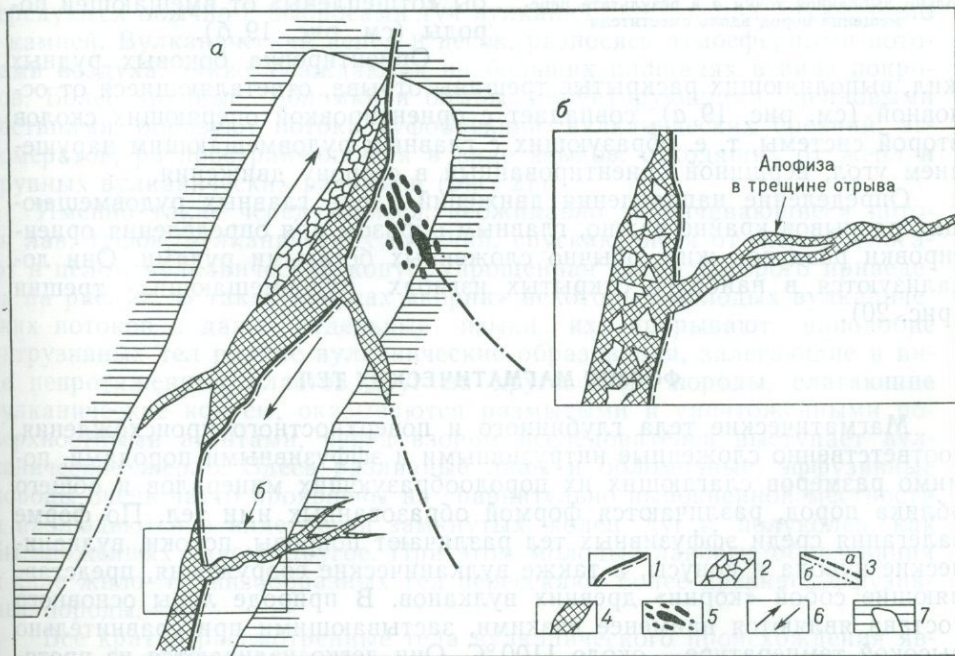


Рис. 19. Взаимоотношения развившейся по главному сколу рудной жилы (а) и апофизы (б), выполняющей оперяющую трещину отрыва, позволяющие установить направления внутрирудных движений.

1 — главный рудовмещающий скол, сопровождающийся дорудной глиной трения; 2 — тектонически раздробленная порода; 3 — оперяющие сколы: а — первой системы, б — второй системы; 4 — руда; 5 — мелкие рудные гнезда, прожилки и вкрапленность рудных минералов; 6 — относительные направления внутрирудных перемещений вдоль главного скола; 7 — контур горной выработки в плане

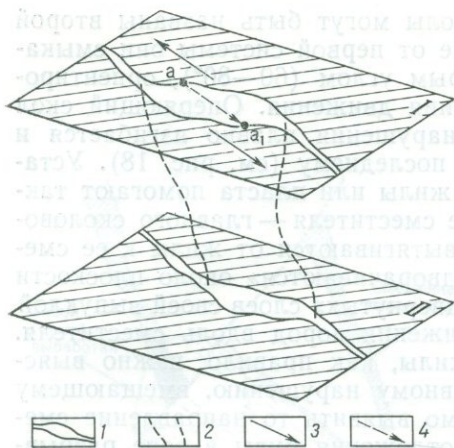


Рис. 20. Образование в изгибе разрыва наиболее приоткрытых полостей, обычно заполняющихся богатыми рудами.

Горизонты горных работ: I — верхний, II — нижний; a — первоначальное и a_1 — последующее положение той же точки на изгибе стенки разрыва после смещения вдоль него прилегающих блоков пород.

1 — полость на изгибе разрыва; 2 — границы полости нарушения в пространстве; 3 — смещение вдоль разрыва, вызвавшее образование полости; 4 — направление перемещения произвольно выбранной точки a в результате перемещения пород вдоль сместителя

При определении направления смещений по рудовмещающим разрывам геолог главное внимание должен обращать на выявление так называемых оруденелых трещин отрыва. В отличие от трещин скола, по трещинам отрыва перемещений прилегающих блоков пород не происходило, стенки их обычно несглаженные, изогнутые; они лишь раздвигаются в период отложения руд. Это приводит к образованию коротких апофиз, т. е. ветвей главных жил, сложенных шестоватыми агрегатами руд (часто шестоватым кварцем) с щелевидными пустотами в центре. Апофизы изогнуты, конфигурация одного контакта повторяет конфигурацию другого, мощность апофиз изменяется очень постепенно, а агрегаты минералов как бы «припаяваются» к породе. Если в рудных ответвлениях (апофизах) и наблюдаются обломки породы, то они вытянуты вдоль апофизы и как бы «отщеплены» от вмещающей породы (см. рис. 19, б).

Ориентировка боковых рудных жил, выполняющих раскрытые трещины отрыва, ответвляющиеся от основной (см. рис. 19, а), совпадает с ориентировкой оперяющих сколов второй системы, т. е. образующих с главным рудовмещающим нарушением угол, вершиной ориентированный в сторону движения.

Определение направления движений вдоль главных рудовмещающих разрывов крайне важно, главным образом для определения ориентировки раздувов жил, обычно сложенных богатыми рудами. Они локализируются в наиболее открытых изгибах рудовмещающих трещин (рис. 20).

ФОРМЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ

Магматические тела глубинного и поверхностного происхождения, соответственно сложенные интрузивными и эффузивными породами, помимо размеров слагающих их породообразующих минералов и общего облика пород, различаются формой образованных ими тел. По форме залегания среди эффузивных тел различают покровы, потоки, вулканические купола и конусы, а также вулканические сооружения, представляющие собой «корни» древних вулканов. В природе лавы основного состава являются наименее вязкими, застывающими при сравнительно высокой температуре — около 1100°C . Они легко изливаются из протяженных разломов, покрывая за период одного извержения тонким плащом сравнительно большие выровненные территории. Извержения, как правило, многократно повторяются, в результате чего создаются толщи базальтов мощностью 1—2 км, образующие, например, в настоящее время громадное плато в бассейне р. Колумбия (США) площадью $100\,000\text{ км}^2$. Толща состоит из множества слоев базальтов, каждый из

которых представляет собой покров — результат частного извержения. В Исландии в 1783 г. из разлома Лаки длиной около 30 км излилось за один прием более 10 км³ базальта, покрыв площадь около 500 км². Толщина покрова в разных частях изменялась при этом от 10 до 30—50 м. Известны также покровы андезитовых лав, покрывающие гигантские площади, например, в Чили и Калифорнии.

Потоки возникают при излиянии легкоподвижных лав основного состава из жерла вулканов, либо разломов, прослеживающихся в гористых и холмистых местностях. Потоки заполняют русла рек, овраги и вообще любые впадины рельефа. Они характерны также для вязких лав кислого состава, застывающих при более низких температурах — около 900—1000 °С. Из этих лав возникают породы, отвечающие по составу липаритам. Поскольку кислые лавы малоподвижны, потоки их более мощные по сравнению с потоками основных пород. Покровы и потоки эффузивных пород по условиям залегания несколько напоминают осадочные породы. Они образуют пласты, причем более молодые покровы и потоки всегда залегают на кровле более древних.

В тех случаях, когда кислая лава оказывается особо вязкой, она не растекается из жерла на сколько-нибудь большие расстояния, а поднимается и застывает над ним в виде гигантского купола, грибообразного тела или даже столба породы, как это случилось с вулканом Мон-Пеле (о. Мартиника) в 1902 г. Высота почти вертикального столбообразного тела андезитовой породы достигла тогда 300 м.

Перечисленные здесь вулканические купола обладают сравнительно простым строением. Однако излияния кислых малоподвижных лав чередуются обычно с выбросами туч вулканического пепла, песка, бомб и камней. Вулканический пепел и песок, разносясь атмосферными потоками воздуха, также осаждаются на больших площадях в виде покровов. Более крупные обломки и бомбы, цементирующиеся пепловыми частицами, образуют потоки туфобрекчий, вулканических брекчий, агломератов, распространяющихся в виде языков, отходящих от жерл и крупных вулканических разрывов (рис. 21).

Именно такие чередующиеся, неожиданно заканчивающиеся потоки лав, туфов, вулканических брекчий, спускающиеся от жерла, слагают в целом вулканический конус, упрощенная схема которого приведена на рис. 22. В таких конусах «корни» некоторых молодых вулканических потоков и даже отдельные языки их прорывают наподобие интрузивных тел ранние вулканические образования, залегающие в виде непротяженных пластов друг на друге. Если породы, слагающие вулканические конусы, оказываются размывтыми и уничтоженными поверхностными агентами, перед взором исследователей выступает вулканическое жерло. Здесь различные лавы и обломочные эффузивные породы очень часто проявлены на сравнительно ровной местности и наблюдаются в виде почти замкнутых колец, дуг и полуколец, как бы вложенных одно в другое. При этом молодые лавовые образования в виде жило- и линзообразных тел пересекают более древние эффузивные породы.

Все кратко рассмотренные тела вулканического происхождения являются составной частью самого верхнего слоя земной коры — гранито-гнейсового. Наиболее широко проявлены они в складчатых системах. Древние эффузивные породы покровов, в меньшей степени — потоков, претерпевшие интенсивный метаморфизм и превратившиеся в зелено-каменные образования, различные кристаллические сланцы и гнейсы, кроме того, широко распространены на щитах и в фундаменте платформ. Однако вулканические тела молодого возраста, включая покровы

Рис. 21. Разрезы золоторудных месторождений Трансильвании (Румыния), приуроченных к жерлам вулканических построек:

а — Бэнца, б — Деалул Круче. По В. Яновику и др. (1969 г.).

1 — песчаники и конгломераты; 2 — окварцованные глинистые, карбонатно-глинистые породы; 3 — интрузивные породы ультраосновного и основного состава; 4 — роговообманковые андезиты; 5 — дациты; 6 — вулканические брекчи; 7 — золоторудные жилы

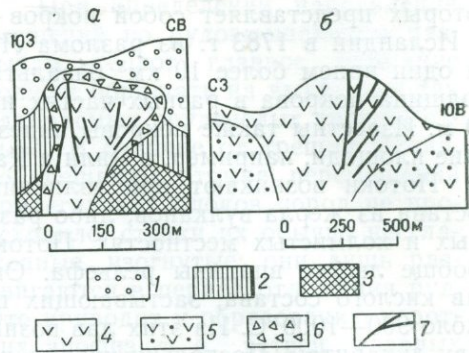
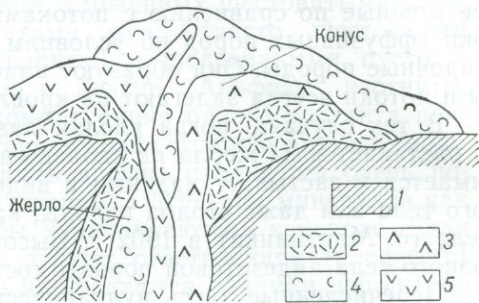


Рис. 22. Пример строения вулканического конуса и жерла (разрез).

1 — породы, вмещающие вулканическое тело; 2—5 — породы, слагающие вулканический конус и жерло («корни» конуса): 2 — туфы и туфобрекчи, 3 — лавы липаритов, 4 — агломераты и вулканические брекчи, 5 — лавы андезитов



и вулканические конусы, проявились также и на тех участках нашей планеты, где земная кора представлена только одним базальтовым слоем, т. е. в пределах океанического ложа. Здесь вулканические тела слагают острова.

В отличие от тел вулканического происхождения главной чертой интрузивных массивов является то, что они пересекают пласты ранее образовавшихся осадочных, эффузивных и метаморфических пород, а также прорывают сформировавшиеся до их проявления секущие тела интрузивных массивов. Среди интрузивных тел по различной форме и условиям залегания выделяют батолиты, штоки, дайки и силлы.

К батолитам относятся наиболее крупные интрузивные тела, сложенные гранитами и гранодиоритами. Площадь их выходов на современную дневную поверхность нередко превышает сотни квадратных километров. Ранее предполагалось, что контакты батолитов круто уходят на большие глубины. В настоящее время геофизическими исследованиями установлено, что подавляющая часть их представляет собой полого или грубо горизонтально залегающие тела толщиной 3—10 км и более. Нижняя поверхность их сравнительно слабо изогнута. На одном из краев батолита нижняя поверхность круто погружается, образуя корень тела, напоминающий формой воронку. Корень уходит в нижнюю часть гранито-гнейсового слоя (рис. 23). Верхняя поверхность батолитов более волнообразна. Нередко в процессе геологического картирования выявляется целая цепочка гранитных куполов, которые на самом деле являются обнаженными на современной поверхности гребнями единого батолита.

Изолированные интрузивные тела с сечением в плане, приближающимся к изометричному, обладающие меньшей площадью, измеряемой от долей квадратного километра до многих десятков квадратных километров, называются штоками. Штоки в своей главной массе обладают крутопадающими контактами, уходящими в глубь земной коры.



Рис. 23. Схематический разрез, иллюстрирующий форму различных интрузивных тел и преимущественно наблюдаемую последовательность их образования.

1 — слоистые породы (осадочные, эффузивные, метаморфические); 2 — диабазы; 3 — граниты и гранодиориты; 4 — диориты, граниты, сиениты; 5 — диабазовые порфириты

Дайки представляют собой магматические тела плитообразной формы, круто или наклонно уходящие в глубину (см. рис. 23). Обычно мощность даек несколько метров, а протяженность сотни метров — первые километры. Однако известны и гигантские дайки, например, Великая Дайка Родезии. Она прослеживается на протяжении 550 км и характеризуется сложным составом. По краям преобладают перидотиты и пироксениты, а в центральной части дайки развиты габбро и диабазы. На подавляющем большинстве месторождений руд таких металлов, как олово, золото, свинец и цинк, медь, висмут, уран, образованных в результате магматических процессов, непосредственно перед формированием руд происходит внедрение даек основных и реже кислых пород.

Определенные трудности при распознавании возраста и происхождения пород вызывают так называемые пластовые интрузии — силлы. Они обычно имеют мощность от десятков до сотен метров. Главной особенностью их является то, что на протяжении многих километров они залегают согласно с напластованием пологолежащих пород и лишь на одном из флангов, резко изгибаясь, пересекают их. Здесь устанавливается рассекающий слой пород питающий канал, «корень» магматического тела, которое само внедрилось согласно в расслоенные породы (см. рис. 23).

Глубинные магматические тела (т. е. тела интрузивного происхождения) проявлены главным образом на континентах. Почти все они являются составной частью гранито-гнейсового, самого верхнего слоя земной коры, и особенно это касается гранитных батолитов. Их нет в пределах базальтового, нижнего слоя земной коры и они, соответственно, неизвестны на островах Мирового океана.

В геосинклинальных зонах нередко происходит становление интрузивных тел и одновременно протекает вулканическая деятельность. Образуются сообщества интрузивных и родственных им одинаковых по возрасту эффузивных пород, называемых вулканоплутоническими комплексами. Все эти породы как бы пополняют гранито-гнейсовый слой земной коры. Многие исследователи считают, что внедрение штоков и даек в породы геосинклинальных зон и на окраины щитов и платформ, а также образование в геосинклинальных зонах вулканоплутонических комплексов сопровождается отложением руд различных

металлов — железа, вольфрама, молибдена, олова, меди, никеля и кобальта, свинца и цинка, золота, бора, бериллия и др.

Для базальтового слоя земной коры, подстилающего дно океанов, наиболее характерна локализация таких интрузивных тел, как штоки, дайки и, по-видимому, силлы основных, ультраосновных и щелочных пород. Вероятно силлы развиты также в цепях островов, поднимающихся над ложем Мирового океана.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ И ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ

Выяснение условий развития земной коры невозможно без установления времени ее зарождения и истории формирования. Время зарождения Земли и земной коры составляет по новейшим подсчетам примерно около 4,5—5 млрд. лет. Воссоздание всей последующей истории возможно путем выяснения времени формирования последующих пластов и пачек пород, залегающих друг на друге. Еще недавно это время выявлялось приблизительно по нахождению остатков окаменелых животных и отпечаткам растений в пластах осадочных пород. Изучение этих окаменелых организмов в пластах пород, обнажающихся в различных частях земного шара, и сопоставление их между собой показало, что некоторые типичные их формы были распространены почти повсеместно. Таким образом удалось воссоздать определенные моменты в формировании земной коры и определить последовательность ее формирования. Однако по остаткам ископаемых долгое время удавалось прочесть лишь самую позднюю эпоху развития земной коры, примерно $\frac{1}{6}$ часть ее истории, а возраст всех более древних пород определять по интенсивности их метаморфизма.

Используя этот метод и изучая относительную метаморфизованность древних пород, геологам удалось разделить историю Земли на большие отрезки и выделить пять эр, начиная от более древних к молодым: 1) архейская, 2) протерозойская, 3) палеозойская, 4) мезозойская, 5) кайнозойская (см. рис. 7). Эры в свою очередь разделяются на периоды, а последние — на эпохи. По окаменелым остаткам животных удалось хорошо изучить историю развития трех последних эр и входящих в них периодов и самые верхи протерозойской эры. В самые последние годы благодаря исследованиям советских ученых-палеонтологов (А. Г. Вологодина, Б. М. Келлера, Б. С. Соколова и др.) удалось установить отпечатки ряда простейших форм в средних и даже нижних частях протерозойской эры. Однако в связи с интенсивным метаморфизмом протерозойских образований точно датировать и сопоставлять между собой протерозойские отложения по простейшим формам крайне трудно.

В эпоху научно-технической революции в определении возраста горных пород неocenимую помощь геологам оказали физики. Изучая соотношения различных радиоактивных изотопов, входящих в состав минералов, слагающих породы и руды, они научились определять возраст этих образований с достаточно высокой точностью, составляющей 5—10%, естественно, уменьшающейся от молодых к более древним породам. Таким образом, в геологию вошел новый радиогеохронологический метод определения возраста горных пород, который в значительной степени упростил изучение истории развития земной коры. С помощью радиогеохронологических методов удалось не только уточнить ранее выделенные подразделения, но и выявить их продолжительность в миллионах лет (см. рис. 7).

Вся история развития земной коры характеризовалась неоднократной сменой относительно спокойной тектонической обстановки резкими и интенсивными тектоническими движениями, сопровождавшимися складчатостью, формированием или оживлением ранее возникших разломов, внедрением магматических масс и формированием рудных месторождений. Весь этот процесс в целом представлял собой определенный тектоно-магматический цикл. В течение всей истории развития земной коры таких крупных циклов насчитывается более десяти. На территории Советского Союза наиболее отчетливо проявились и сопровождалась формированием рудных месторождений следующие циклы: байкальский (начавшийся в верхнем протерозое и закончившийся в среднем кембрии), каледонский (средний кембрий — нижний девон), герцинский, или варисский (средний девон — верхняя пермь), киммерийский (средняя юра — нижний мел), альпийский (верхний мел — неоген). На Украинском кристаллическом массиве, в Карелии, на Кольском полуострове и, по-видимому, в Воронежском и Белорусском кристаллическом массивах, а также на Алдане проявлялись и более древние нижнепротерозойский (карельский) и архейский (алданский) тектоно-магматические циклы.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Прежде чем перейти к рассмотрению современных представлений условий образования руд металлов, проанализируем само понятие рудные месторождения. Далеко не всегда этому понятию можно придать строгое определение. Когда геолог выявляет скопление рудных минералов, он в большинстве случаев еще не знает, окажется ли оно месторождением. Для этого необходимо провести определенные исследования.

Во-первых, следует хотя бы в первом приближении учесть, сколько тонн руд и металлов заключено в месторождении, каково качество руд, или, иными словами, — каково содержание металла в руде. Иногда полезного минерала в руде так мало, что приходится выяснять не сколько процентов его содержится в руде, а сколько граммов важного редкого или драгоценного металла концентрируется в тонне руды! Необходимо произвести также хотя бы приблизительный экономический расчет, может ли при современном уровне техники рентабельно разрабатываться выявленное скопление руд. Следовательно, под рудным месторождением следует понимать такие сравнительно крупные природные скопления металлических соединений самого разнообразного состава и происхождения, которые при современном уровне техники экономически выгодно добывать в настоящее время или в ближайшем будущем. Рудой называется минеральное образование, в котором заключено количество металлов, обеспечивающее целесообразность извлечения их при современном состоянии экономики и техники.

В эпоху научно-технической революции особо важное значение приобрели редкие металлы. Многие из них не образуют собственных минералов, а обычно входят в состав других минеральных соединений, концентрирующих всю гамму или часть этих металлов. Ценность таких комплексных руд определяется суммарной стоимостью всех металлов.

Среди рудных месторождений принято различать месторождения черных металлов и их сплавов, цветных, благородных, редких металлов и радиоактивных элементов. В настоящее время выявлены и разрабатываются руды практически всех упомянутых выше металлов. Часто в природе такие обычные руды черных металлов, как титана и железа, титана и ванадия, вольфрама и молибдена, также встречаются совместно, образуя комплексные руды. Комплексные руды известны на месторождениях многих других металлов. При переработке из них выплавляют (или получают другими методами) последовательно несколько металлов. Естественно, что многометалльные руды являются более ценными.

К цветным металлам относятся медь, свинец, цинк, никель, олово, сурьма, мышьяк и алюминий. В металлургии они образуют друг с другом сплавы, многие из которых давно используются человеком.

Месторождения всех этих металлов широко распространены в природе. При этом минеральные образования свинца и цинка, а нередко также и меди, встречаются совместно, образуя полиметаллические руды. Из них при переработке на металлургических заводах кроме перечисленных трех главных металлов обычно попутно извлекают также золото, серебро, висмут, кадмий, индий, селен, теллур и другие редкие элементы. Медь получают, кроме того, из медно-никелевых руд.

Благородные металлы включают золото, серебро, платину и другие платиноиды, встречающиеся в рудах совместно с ней — палладий, иридий, рутений, осмий. Все эти металлы преимущественно встречаются в природе в самородном состоянии. Практически они не подвергаются окислению, почему и получили название благородных металлов. Золото часто находится в рассеянном дисперсном состоянии в минералах других металлов или образует химические соединения с теллуrom и некоторыми другими элементами. В этом случае оно извлекается попутно при переработке руд других металлов. Основная масса серебра извлекается при переработке свинцово-цинковых, полиметаллических и золотосодержащих руд. Платина еще совсем недавно добывалась в основном из собственных руд. При этом главное значение имели широко известные платиноносные россыпи в долинах рек Среднего Урала. В настоящее время в СССР, Канаде, ЮАР и некоторых других зарубежных странах значительную часть добываемой платины и металлов ее группы получают попутно, при переработке сульфидных медно-никелевых руд.

Месторождения редких металлов, руды которых особо важное значение приобрели в последние 20—30 лет, содержат целый ряд редких элементов: бериллий, литий, тантал, ниобий, цирконий, гафний, редкие земли, цезий, рубидий, кадмий, германий, индий, таллий, селен, теллур, рений, стронций и некоторые другие. К редким относят также элементы, которые уже давно применяются в промышленности, — висмут, мышьяк, ртуть и др. Месторождения радиоактивных металлов включают руды урана и тория; изредка в природе встречаются комплексные урано-ториевые руды.

В настоящее время все месторождения металлов разделяют на две группы: эндогенные, представляющие минеральные месторождения, связанные с развитием внутренних (или эндогенных) процессов, протекающих глубоко в земле, и экзогенные, формирующиеся на земной поверхности или вблизи нее в результате различных приповерхностных (экзогенных) процессов. В связи с широким применением новых методов исследований учение о рудных месторождениях в настоящий период значительно больше базируется на данных точных наук, прежде всего на законах физики, химии, физической химии и механики. Тем не менее многие важные моменты, связанные с рудообразованием, все еще не решены. Ниже мы попытаемся проанализировать те возможные источники металлов, за счет которых возникают эндогенные и экзогенные руды.

МАНТИЙНЫЕ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ИСТОЧНИКИ МЕТАЛЛОВ

В эндогенных рудных месторождениях в большом количестве содержатся руды черных, цветных, благородных, редких и радиоактивных металлов. Исследователю, пытающемуся выяснить условия образования этих месторождений, в первую очередь необходимо определить источник оруденения и формы переноса металлов от него к месту локализации руд.

Вопрос об источнике эндогенного оруденения оказался спорным. Многие геологи (А. Н. Заварицкий, С. С. Смирнов, Г. Д. Афанасьев и др.) придерживаются мнения, что источником металлов являются магматические расплавы. При этом одни руды возникают внутри магматических пород при их остывании. Другие руды обязаны своим происхождением летучим и легко переходящим в раствор компонентам, отделяющимся от магматических расплавов и проникающим в верхнюю

часть земной коры. Однако некоторые исследователи (Н. Г. Судовиков, В. С. Домарев и др.) считают, что источником металлов для формирования эндогенных месторождений являются сами породы, слагающие земную кору и несущие в своем составе все элементы таблицы Менделеева. По их представлениям, металлы, входящие в состав пород земной коры, извлекаются из них в процессе интенсивного метаморфизма пород.

В последнее время многие исследователи—В. И. Смирнов, В. Э. Полярков, Е. А. Радкевич, авторы книги и др. — все больше склоняются к мысли, что источником ряда металлов является вещество верхней мантии, в том числе слагающее зону астеносферы на глубине 100—300 км. Вероятно, вещество астеносферы периодически целиком или частично плавится, и именно в этой зоне могут зарождаться громадные объемы магмы, содержащие различные соединения металлов.

Исследователи, придерживавшиеся мнения, что источником металлов являются магматические расплавы, одно время считали, что последние находятся внутри земной коры. Здесь они образуют магматические очаги. По мере остывания таких очагов возникают обогащенные летучими веществами остаточные расплавы, которые и представляют собой источник металлов.

Однако уже давно было установлено, что месторождения ряда таких металлов, как хром, титан, платина, ванадий, никель, частично кобальт и некоторые другие, пространственно тесно связаны с породами, поднявшимися в виде расплавленных масс по разломам из базальтового слоя, а может быть даже из мантии. О вероятном глубинном нахождении магмы можно судить на том основании, что цепи вулканов вытянуты вдоль глубоко проникающих разломов или фокальных зон. Судя по глубинному уровню нахождения гипоцентров землетрясений, они распространяются от земной поверхности на глубину до 500—750 км, что намного превышает мощность земной коры. Естественно предположить, что при благоприятных соотношениях температуры и давления магма зарождается вдоль фокальных зон на значительной глубине.

По мнению вулканолога Е. К. Мархинина (1973), в области Курильской островной дуги зоны магмообразования находятся под вулканами на глубинах 100—150 км. При благоприятных условиях область магмообразования очевидно может распространяться по фокальным зонам в более верхние горизонты земной коры. Именно эти очаги и могут, очевидно, оказаться рудообразующими.

Согласно другой гипотезе дифференциация металлических элементов, находящихся в мантии, подчиняется закону зонной плавки (Виноградов, 1961; Виноградов, Ярошевский, 1965). При этом первичные магмы, образующиеся в верхней части мантийного слоя Земли, имеют, по-видимому, состав, близкий к составу некоторых глубинных магматических пород, обогащенных окислами железа и магния—перидотитам. Перидотиты наблюдаются в некоторых районах на поверхности земли. Они образуют цепочки крупных и мелких, часто вытянутых в одном направлении магматических тел, круто погружающихся на глубину. Зоны таких тел, вытягивающиеся на протяжении десятков и даже сотен километров, получили название офиолитовых поясов.

Учитывая все имеющиеся данные, можно предположить, что первичная магма представляет собой чрезвычайно сложное по химическому составу вещество, находящееся на значительной глубине от поверхности земли. Это расплавленное вещество в то же время является очень вязким и пластичным. В целом же магма представляет собой расплав

трудно- и легколетучих соединений — окислов кремния, алюминия, титана, железа, магния, кальция, калия и натрия. В первичной магме растворены различные ионизированные газы, в том числе водородные и гидроксильные компоненты воды, хлор, фтор и бор, углекислота, сероводород, соединения фосфора. Магма обогащена также тяжелыми металлами — никелем, медью, кобальтом, хромом, ванадием и др. Пока еще точно неизвестно, какое количество этих металлов находится в магме. Однако по ряду косвенных данных можно предполагать, что они образуют повышенные концентрации, заметно превышающие среднее (кларковое) содержание этих элементов в земной коре.

Вещество, слагающее верхнюю мантию, постоянно находится в условиях высоких температур и давлений. Температура здесь, по-видимому, может достигать 1500—2000 °С, а давление на глубине 40—45 км от поверхности (т. е. в «кровле» мантийного слоя) — более 12 000 кгс/см² и быстро возрастать с глубиной. Мантийному веществу присущи две главные черты — подвижность и выравнивание состава. Состав мантии как бы стремится в каждом своем участке, в каждом самом небольшом объеме достичь тех средних содержаний всех слагающих его элементов, характерных для всего слоя в целом. Поэтому в мантийном веществе непрерывно происходит выравнивание, усреднение состава, и оно является подвижным.

Выравнивание состава мантийного вещества и перераспределение приводит к плавлению его под значительными участками земной коры, достигающими по земным масштабам гигантских размеров. Толчком к плавлению служат своеобразные тепловые потоки, проникающие, наподобие колонн, видимо, из нижней мантии. Возможен также постепенный разогрев изолированных участков мантии теплом, накапливающимся при распаде радиоактивных элементов.

Плавление мантийного вещества в недрах Земли и, прежде всего в астеносфере, отражается разрушительными процессами в земной коре и на дневной поверхности. В это время начинаются землетрясения, возобновляется деятельность вулканов, земная кора сминается в складки и раскалывается разломами. Предполагается, что расплавление мантийного вещества происходит достаточно своеобразно. Вещество мантии плавится не целиком. Расплавляются только те его части и порции, температура плавления которых является минимальной. Происходит как бы длительное выплавление из всего мантийного вещества более легкоплавкой фракции, близкой по составу к перидотитам и пироксенитам. Если это так, то возникающий расплав скорее всего состоит из сравнительно тяжелых железомagneзиевых силикатов. В качестве источников руд металлов, залегающих в земной коре, могут рассматриваться соединения металлов, рассеянные в этом расплаве.

Естественно возникает вопрос — в каком виде и каким путем могут выноситься металлы из верхней мантии в зону рудоотложения? Очевидно могут существовать два таких пути: 1) подъем из первичной магмы своеобразной газовой системы, называемой флюидом; 2) подъем соединений металлов в рассеянном состоянии вместе с магматическим расплавом, затем концентрация их в остаточных остывающих порциях магмы и дальнейшее высвобождение из нее в виде ионизированных металлоносных газов, газо-жидкой эмульсии и растворов.

Прежде чем проанализировать вопрос о возможном состоянии и составе флюидов, следует учесть, что в исходном расплавленном веществе верхней мантии вода ни в жидком, ни в парообразном состоянии существовать не может. Соответственно из мантии и глубинных магматических очагов металлы не могут выноситься в виде водных (гидро-

термальных) растворов. Единственно возможное состояние воды на рассматриваемом глубинном уровне — это надкритическое состояние. Оно наступает в чистой воде на поверхности земли при температуре более 374 °С, а в минерализованной и находящейся в условиях больших глубин и давлений — при температуре, достигающей 450 °С и более.

В мантийном расплаве в надкритическом состоянии должны находиться и другие компоненты. Прежде всего это углекислота, которая в совокупности с водой образует однородный гомогенный надкритический раствор, содержащий рудные и солевые компоненты. Такой раствор, называемый флюидом, очевидно и выносит металлы из верхней мантии. По мере понижения температуры и давления в процессе продвижения в более высокие горизонты земной коры флюид переходит в гидротермальный раствор. Профессор Ф. А. Макаренко подсчитал, что каждый год в земную кору из нижележащей верхней мантии в виде флюида поступает 0,7—1,0 км³ минерализованной воды, содержащей различные соединения металлов в количестве от 30 тыс. т до 1 млн. т и более.

Возможность поступления из глубин флюидов, сопровождаемых тепловым потоком, их дальнейший переход в гидротермальные растворы, а также процесс рудоотложения можно проиллюстрировать примером присутствия руд металлов над так называемыми рифтовыми зонами. Эти зоны представляют собой крупные разломы, проникающие в глубь Земли до мантии. Вдоль некоторых из них проявляются магматические образования, которые по составу тождественны с продуктами, входящими в состав мантии. Рифтовые зоны можно наблюдать на Африканском континенте и в ряде пунктов на дне океанов в пределах подвижных участков океанического дна. Одна из таких зон находится под Красным морем. На дне Красного моря на глубине 2 тыс. м от поверхности воды обнаружены и разведаны достаточно крупные месторождения железа, свинца, цинка и серебра. Сульфиды этих металлов (соединения металлов с серой) развиты в виде тончайших скоплений в иле, устилающем впадины на дне моря. Процесс рудообразования начался здесь 100 тыс. и закончился 10 тыс. лет назад. Следы его проявления можно наблюдать и в настоящее время. Во впадине Красного моря над рифтовой зоной установлен глубинный тепловой поток. Здесь температура воды достигает +50 °С.

К настоящему времени вопрос о возможности отделения металлов из мантии при формировании рудных месторождений рассматривается лишь в самом общем виде и пока еще мало разработан. Да это и понятно, поскольку вся проблема мантии как возможного источника металлов выдвинута исследователями только в последние 15—20 лет. В связи со значительной сложностью ее решения к настоящему времени высказаны лишь отдельные гипотезы, которые пока еще мало проанализированы в геологической литературе. Тем не менее большинство исследователей, придерживающихся мнения, что верхняя мантия является источником металлов, приходит к выводу, что флюиды могут выносить эти металлы только лишь по глубинным разломам типа фокальных и рифтовых зон, которые были заложены еще в ранние стадии развития Земли, а затем длительно развивались. В результате одни и те же металлы могут выноситься вдоль упомянутых зон в различные эпохи, что приводит к формированию вдоль единых разломов разновозрастных месторождений одного или нескольких металлов. Некоторые геологи считают, что источником разнообразных металлов является не только астеносфера, но и более глубинные по отношению к ней части нижней мантии или даже верхние горизонты земного ядра. Несмотря на гипо-

тетичность всех упомянутых предположений, они завоевывают в кругу специалистов, работающих в области теории рудообразования, а также среди геологов-производственников, проводящих поиски, разведку и изучение рудных месторождений, все большее и большее число сторонников.

Что же касается второго возможного источника металлов — магматических расплавов, то он уже много десятилетий освещается в геологической литературе. Если суммировать известные представления, то может быть намечена схема зарождения и история преобразования магматических расплавов, являющихся источником металлов. Первый период отмечен рождением так называемой первичной базальтовой магмы. Это происходит в связи с вовлечением в плавку все новых и новых масс мантийного вещества и разрастанием образованного им магматического резервуара, верхняя кромка которого достигает, наконец, подошвы собственно базальтового слоя земной коры. В этот слой мантийное расплавленное вещество может проникнуть, с одной стороны, по фокальным зонам Заварицкого — Беньоффа, а с другой — по многочисленным крутопадающим глубинным разломам, располагающимся висячем боку наклонных фокальных зон, с которыми они, по-видимому, соединяются.

Глубинные разломы — это широкие зоны (до десятков километров) интенсивно деформированных пород, пересекающие гранито-гнейсовый и базальтовый слой земной коры. Породы в зонах таких разломов как правило рассечены многочисленными трещинами, смяты в сильно сжатые складки, интенсивно метаморфизованы и пронизаны многочисленными интрузивными телами. По всем перечисленным нарушениям мантийное расплавленное вещество, а также тепловая энергия внутренних слоев Земли проникают в породы базальтового слоя, расплавляют их. При этом мантийное вещество перемешивается с расплавом пород. Образуется новый расплав — первичная базальтовая магма, пополнившаяся щелочными и щелочноземельными элементами из базальтовых пород и содержащая соединения тяжелых металлов, поступивших в магму вместе с расплавленным мантийным веществом.

Когда базальтовая магма в виде своеобразных колонн пробивается по различным тектоническим нарушениям через менее разогретые породы гранито-гнейсового слоя, в верхней части таких колонн постепенно скапливаются летучие и легкоплавкие компоненты расплава. Эта особенность, а также взаимодействие с окружающими породами, богатыми окислами алюминия и кремния, перемещение отдельных потоков в магматическом резервуаре и многое другое приводят к проявлению важного этапа в жизни первичной базальтовой магмы — к ее разделению на различные порции или к дифференциации магматического очага. При этом происходит образование ряда слабосмешивающихся расплавов, различающихся по составу и температуре кристаллизации. Именно эти отдельные порции базальтового расплава достигают верхних частей гранито-гнейсового слоя и, теряя здесь свою «пробивную силу», застывают в виде глубинных интрузивных тел или накапливаются на древней поверхности Земли в виде различных эффузивных пород. Внутри некоторых интрузивных тел, сложенных дунитами, перидотитами, пироксенитами, габбро, сиенитами и другими щелочными глубинными породами, раскристаллизовываются содержащиеся ранее в расплаве соединения ряда металлов, образуя руды хрома, титана, ванадия, железа, фосфора, платины, а также медно-никелевые руды. Такие интрузивные породы часто именуют материнскими. В своеобразных сообществах интрузивных ультраосновных и основных щелочных пород и в

так называемых карбонатитах, почти нацело состоящих из кальцита, обособляются руды титана, железа, редких и редкоземельных элементов — тантала, ниобия, бериллия, бора, циркония, урана, тория, цезия, лантана и др. По мере отделения расплавов от магматического очага соединения этих металлов отгоняются в последние порции, так называемые остаточные расплавы. Они сохраняются в этом очаге до самых последних периодов его существования. Наконец, при застывании этих расплавов от них отделяются газо-жидкие системы, содержащие соединения металлов. Они также поступают в верхние слои Земли, где образуют сульфидные руды, обычно богатые пиритом. Иногда руды осаждаются на дне глубоких заливов и морских впадин, на глубине 1,5—2 км от уровня воды. При накоплении только одних эффузивных пород рудные месторождения не образуются, поскольку при остывании лав летучие компоненты легко от них отделяются и рассеиваются.

Вслед за рождением и отчасти параллельно с развитием первичной базальтовой магмы наступает следующий период — образование гранитной магмы. Дело в том что летучие и легкоплавкие компоненты базальтовой магмы, продвигающейся через гранито-гнейсовый слой, вступают частично во взаимодействие с его породами и преобразуют их в менее тугоплавкие соединения. Поскольку породы гранито-гнейсового слоя вообще плавятся при меньших температурах (около 1000 °С на значительных глубинах), они переходят в расплав. Последний частично смешивается с базальтовой магмой, сравнительно богатой щелочноземельными элементами — Са, Mg, Fe и тяжелыми металлами, а также пополняется окислами алюминия и кремния за счет пород гранито-гнейсового слоя. В результате образуется гранитная магма, масса которой, разрастаясь наподобие подушки, перекрывает нижерасположенный резервуар первичной базальтовой магмы. В этот период ее расплавы либо вообще перестают проникать в верхнюю часть земной коры, либо пробиваются сюда от случая к случаю. Начинается второй период жизни магмы — магмы гранитного состава.

Гранитная магма, характеризующаяся сравнительно невысокой температурой плавления, обладает и ограниченными запасами тепла. Поэтому, возникнув, очаг ее почти сразу же начинает отмирать, т. е. магма начинает затвердевать, особенно по периферии резервуара. Это является толчком к дифференциации магмы и ее расслоению (наподобие базальтовой) на слабо смешивающиеся порции сравнительно тугоплавких расплавов, обогащенных магнием и железом (но в меньшей степени, чем базальтовая) и обедненных SiO₂, и на более легкоплавкие алюмосиликатные расплавы, отличающиеся повышенными содержаниями калия, натрия и кальция. Частью поднимаясь, а частью застывая на месте дифференциации, первые образуют интрузивные тела габбро и диоритов, а вторые — крупные и очень крупные тела кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов, объединяющихся обычно в семейство гранитоидов (или гранитоидных пород).

В процессе затвердения алюмосиликатных расплавов наиболее легкоплавкие фракции их отгоняются в небольшие камеры, где возникают так называемые пегматитовые тела с рудами Li, Be, Ta, Nb, TR, Cs, Rb, реже Sn. Однако главная масса соединений металлов, связанных с проявлением гранитной магмы, накапливается в ее остаточных расплавах и затем проникает с газово-жидкими и жидкими растворами вверх. Из них формируются руды, локализующиеся либо в телах материнских гранитоидных пород (В, Та, Nb, частично Мо), либо в непосредственной близости к ним в прорванных ими толщах (руды W, Sn, отчасти Мо).

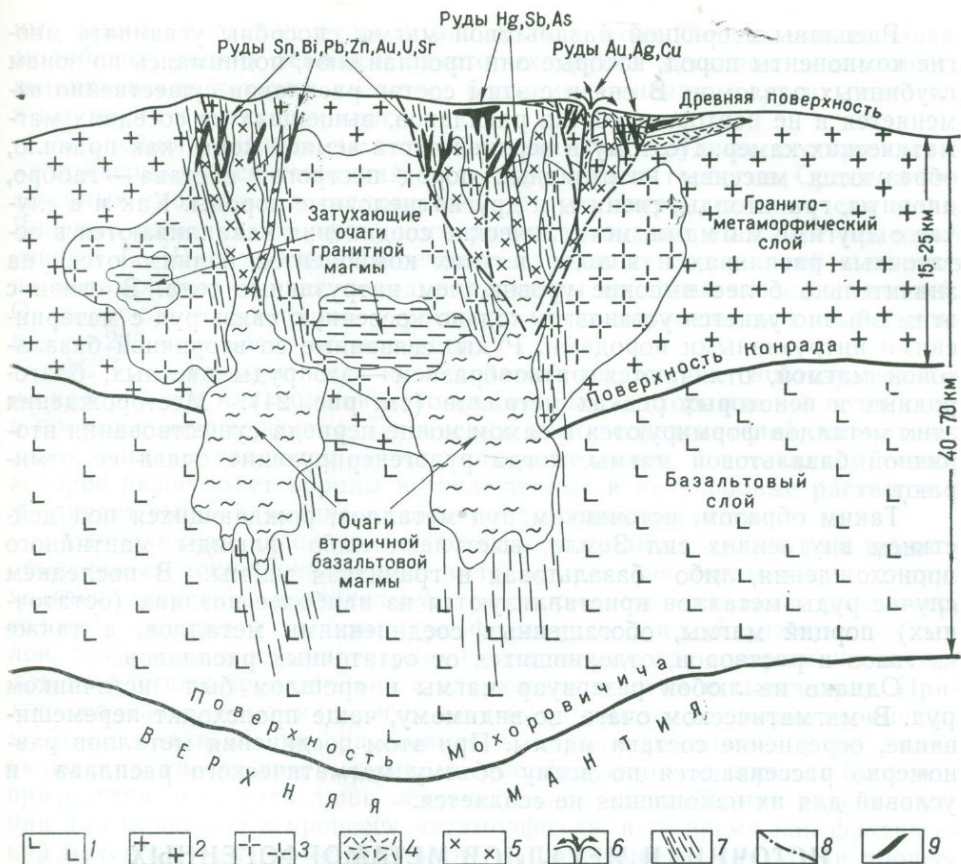


Рис. 24. Этап существования очагов вторичной базальтовой магмы. Идеализированный разрез земной коры в период образования месторождений.

1 — габбро, перидотиты, пироксениты и другие интрузивные породы основного и ультраосновного состава; 2 — древние граниты, гнейсы, кристаллические сланцы и другие метаморфические породы; 3 — граниты, образовавшиеся в период существования гранитной магмы; 4 — эффузивные и образовавшиеся вблизи поверхности магматические породы различного состава (липариты, андезиты, базальты); 5 — небольшие столбообразные тела (штоки) габбро, диоритов, сиенитов, а также жилы интрузивных пород (дайки) — диабазовых и диоритовых порфиритов, сиенит-порфиритов, кварцевых порфиритов; 6 — вулканы; 7 — зоны глубинных разломов; 8 — разломы; 9 — рудные тела

Когда главный объем гранитной магмы, находящейся в гранито-гнейсовом слое, застынет, и магма частью исчерпает себя как рудогенерирующий очаг, создаются предпосылки для оживления расположенной ниже базальтовой магмы. Наступает третий период в жизни магматического расплава — этап образования вторичной базальтовой магмы. Дело в том, что ранее существовавший обширный резервуар базальтовой магмы к началу рассматриваемого периода отмирает, и магма сохраняется лишь в отдельных изолированных камерах значительно меньшего объема (рис. 24). При этом одни камеры располагаются на границе базальтового и гранито-гнейсового слоя, а другие, по-видимому, даже в нижней части последнего. Вторичная базальтовая магма в камерах также дифференцируется на отдельные слабо смешивающиеся расплавы, обладающие ограниченным запасом энергии. Пробиваются они в верхнюю часть земной коры только тогда, когда оживляются глубинные разломы и «корни» их достигают магматических камер.

Расплавы вторичной базальтовой магмы способны усваивать многие компоненты пород, которые они проплавливают, поднимаясь по зонам глубинных разломов. В связи с этим состав расплавов существенно изменяется и не повторяет состав расплавов, вышедших из соседних магматических камер. Поэтому в верхней части земной коры, как правило, образуются массивы интрузивных пород пестрого состава — габбро, диориты, гранитоиды, сиениты и другие щелочные породы. Как и в случае с другими магмами, металлические соединения накапливаются в остаточных расплавах и в виде летучих компонентов поднимаются на значительно более высокие уровни, чем интрузивные тела. В связи с этим обычно удается установить только косвенную связь руд с материнскими интрузивными породами. Руды, связанные со вторичной базальтовой магмой, отличаются разнообразием — это руды цветных, благородных и некоторых редких металлов (см. рис. 24). Месторождения этих металлов формируются в самом конце периода существования вторичной базальтовой магмы, когда рудогенерирующие очаги ее отмирают.

Таким образом, источником руд металлов, рождающихся под действием внутренних сил Земли, выступают либо флюиды мантийного происхождения, либо базальтовая и гранитная магмы. В последнем случае руды металлов кристаллизуются из наиболее поздних (остаточных) порций магмы, обогащенных соединениями металлов, а также из газов и растворов, отделившихся от остаточных расплавов.

Однако не любой резервуар магмы в прошлом был источником руд. В магматическом очаге, по-видимому, чаще происходит перемешивание, осреднение состава магмы. При этом соединения металлов равномерно рассеиваются по всему объему магматического расплава и условий для их накопления не создается.

ИСТОЧНИКИ МЕТАЛЛОВ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Относительно небольшая группа исследователей придерживается мнения, что источником металлов помимо мантийных и магматических могут быть различные по происхождению, подвергающиеся метаморфизму горные породы, содержащие кларковые или несколько повышенные концентрации тяжелых металлов. Такие горные породы погружены на глубину 7—10 км и более. Метаморфизирующиеся породы на этом глубинном уровне содержат, вероятно, минерализованные растворы, образующие молекулярные пленки между зернами минералов. Эти растворы достаточно сильно нагреты до нескольких сотен градусов и находятся под давлением вышележащих пород (1500—4000 кгс/см²). По-видимому эти растворы способны выщелачивать рассеянные в породе соединения металлов, переводить их в раствор и обогащаться ими. По мнению некоторых геологов, растворяться могут также и глубоко погруженные руды различных металлов, подвергающиеся метаморфизму. В обоих случаях возникают металлоносные растворы так называемого метаморфогенного происхождения.

Когда глубокопроникающие разломы рассекают породы, содержащие метаморфогенные растворы, последние проникают в зоны разломов и по ним устремляются в верхние части земной коры. При раскристаллизации они образуют руды различных металлов, аналогичные по составу рудам мантийных и магматических источников. Вероятно подобным путем могут образоваться не только руды железа, марганца, урана, ванадия, формирование которых подтверждается рядом косвен-

ных данных, но также руды титана, золота, меди, свинца, цинка, олова, молибдена, редких земель и некоторых других металлов, возможность возникновения которых вызывает большие сомнения у других геологов, в том числе и у авторов книги.

Подобного взгляда на источник металлов в рудных месторождениях придерживается некоторая часть зарубежных геологов. Среди отечественных геологов последователей этого направления очень мало. Впервые идею метаморфогенного рудообразования высказал немецкий ученый Г. Шнейдерхен. Извлечение кларковых содержаний металлов из метаморфизирующихся пород в растворы он называл мобилизацией. Он допускал, что металлы в растворе могут перемещаться на расстояние до 200 м от места мобилизации.

Н. Г. Судовиков и его последователи выдвинули гипотезу, согласно которой все или большинство эндогенных месторождений возникают в процессе метаморфизма. По мнению этих исследователей, магматические расплавы являются не источником металлов, а источником тепла, которое разогревает породы и заключенные в них поровые растворы и усиливает выщелачивание соединений тяжелых металлов.

Сторонникам изложенных взглядов приходится делать ряд труднообъяснимых допущений. В частности, вопреки экспериментам им приходится допускать значительную растворимость металлов (например, золота), окисных и особенно сульфидных соединений тяжелых металлов, возможность их концентрации в растворах, где содержания металлов возрастают сравнительно с кларковым в сотни и тысячи раз. Приходится также допускать, что метаморфогенные растворы перемещаются на значительные расстояния к корням разломов, а не рассеиваются в гигантском объеме метаморфизирующихся пород. Наконец, приходится допускать лишь незначительное запаздывание рудоотложения по отношению к процессу метаморфизма, в то время как фактический материал обычно свидетельствует о перерыве между этими процессами в сотни миллионов лет. Поэтому большинство геологов считают, что к метаморфогенным месторождениям можно отнести лишь некоторые месторождения руд железа, марганца, урана и ванадия. В результате метаморфизма руд отдельные элементы, входившие в состав первичных рудных минералов, мигрируют на расстояния, измеряемые сантиметрами и первыми метрами.

ИСТОЧНИКИ МЕТАЛЛОВ ЭКЗОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Источником всех экзогенных руд металлов служат выходящие (или выходявшие в геологическом прошлом) на дневную поверхность горные породы, разрушающиеся механическим и химическим путем. Они содержат: 1) руды металлов любого происхождения, 2) рассеянные выделения рудных минералов или даже примеси тяжелых элементов, химически связанные в некоторых породообразующих минералах с легкими элементами. Например, в оливине (Mg_2SiO_4), являющемся главным компонентом ультраосновной породы — дунита, наряду с магнием могут присутствовать ничтожные примеси никеля и кобальта, химически связанные с анионной группой $(SiO_4)^{4-}$. При химическом разложении дунитов никель и кобальт могут высвободиться из оливина и образовывать самостоятельные соединения. Таким образом, в экзогенных процессах происходит лишь перераспределение и изменение ранее возникших руд, а также обогащение формирующихся рыхлых пород соединениями металлов. Это ведет к образованию новых руд за счет перегруппировки более древних или к формированию их из ранее непро-

мысленных концентраций металлов, достигавших чаще 5—20-кратных кларковых значений.

Можно наметить четыре основных вида источника металлов для руд экзогенного происхождения. Главным источником служат некоторые рудные и породообразующие минералы, довольно равномерно рассеянные в горных породах и содержащие химически связанные тяжелые элементы. Указанные минералы могут накапливаться в выходах горных пород на дневную поверхность. Породы подвергаются здесь механическому разрушению и химическому разложению и образуют плащеобразный слой рыхлых отложений. Этот слой называют корой выветривания. Соединения металлов в нем испытывали небольшое перемещение и поэтому месторождения носят название остаточных месторождений кор выветривания. Это месторождения никелевых руд, железа и алюминия (бокситов). Остаточные руды в корах выветривания возникают далеко не всегда, а лишь в условиях благоприятного, обычно влажного и жаркого климата и умеренно расчлененного рельефа. Обычно коры выветривания лишь умеренно обогащаются металлами, не достигающими в рыхлых образованиях промышленных скоплений и концентраций.

Вторым источником металлов в экзогенных рудах служат слабо-металлоносные коры выветривания и остаточные месторождения кор выветривания. При механическом и химическом разрушении их происходит вынос поверхностными водными потоками (ручьями и реками) растворимых соединений таких металлов, как Mg, B, Fe, а также взвесей и коллоидов гидроокислов Fe, Mn и Al. Все эти вещества испытывают продолжительную миграцию и поступают в водоемы (болота, озера, моря и океаны), в которых наряду с обычным осаждением происходит накопление руд осадочных месторождений перечисленных выше металлов.

Третьим источником металлов служат все обнажающиеся, либо выходявшие ранее на дневную поверхность окисляющиеся поверхностными растворами руды месторождений, а также скопления минералов с бедным непромышленным содержанием металлов. Это главным образом скопления сульфидных минералов Cu, Pb, Zn, Ag, Ni, Co, Mo, а также минералы U, Au и некоторых других металлов. Под окисленными «испорченными» рудами на более глубоких уровнях формируются месторождения с богатыми рудами в так называемых зонах вторичного сульфидного обогащения. Кроме того, растворимые соединения таких металлов, как U, Fe, Cu, V, могут перемещаться с растворами, циркулирующими внутри кор выветривания и проникающими на более глубокие уровни в сравнительно слабо нарушенные горные породы. Здесь обычно происходит накопление руд и образование месторождений так называемого инфильтрационного происхождения.

Четвертым источником металлов в экзогенных рудах являются механически разрушающиеся руды древних месторождений, разобщенные и непротяженные минеральные тела (прожилки, мелкие жилы и отдельные гнезда), содержащие вкрапленники рудных минералов в непромышленных скоплениях и концентрациях, а также сравнительно равномерно рассеянные в горных породах вкрапленники последних. Перемещаясь текучими водами (в том числе морскими волнами), обломки пород и руд разрушаются, высвобождают рудные минералы, в частности самородное Au и Pt, минералы Sn, W, Be, Ta, Nb, Zr, Ti, Fe, Th, La, Ce и других металлов. Обладая плотностью, большей плотности породообразующих минералов, они по мере перемещения сортируются и обогащают отдельные прослои рыхлых отложений. Таким путем возникают различные россыпные месторождения перечисленных выше металлов.

ВОЗМОЖНЫЕ УСЛОВИЯ ОТЛОЖЕНИЯ РУД, ОБРАЗУЮЩИХСЯ ИЗ ГЛУБИННЫХ ИСТОЧНИКОВ

Почти на всех эндогенных месторождениях (кроме собственно магматических) рудные тела залегают в зонах гидротермально измененных вмещающих пород. По времени формирования они образуются из неметаллоносных ранних растворов и газов задолго до оруденения или непосредственно перед процессами отложения руд и лишь сравнительно редко сопутствуют этому процессу.

Гидротермально измененные породы, формирующиеся задолго до оруденения, чаще всего образуются в конце вулканических извержений в связи с фумарольной деятельностью. Поскольку в связи с вулканизмом оруденение не проявляется, то руды, возникающие позднее, накапливаются на продукты фумарольной деятельности, причем после того как они под воздействием тектонических усилий оказались раздробленными. Гидротермально измененные породы, возникшие непосредственно перед оруденением, также обычно отделены от рудоотложения периодом, правда непродолжительным, когда эти породы тектонически преобразуются. Гидротермально измененные породы более благоприятны для оруденения, чем неизмененные. Первые обладают значительно более высокой эффективной пористостью и более низкими прочностными свойствами, хорошо проницаемы и легко подвергаются тектоническим деформациям. Кроме того, измененные породы характеризуются более высокими концентрациями водородных ионов по сравнению с неизмененными. Обладая кислой реакцией, они способствуют нейтрализации слабощелочных рудоносных растворов. Последнее приводит к разрушению комплексных растворимых соединений и выпадению рудных минералов.

Рудоносный раствор при взаимодействии с окружающими породами вызывает в них лишь незначительные гидротермальные изменения, сопутствующие минерализации. Тем не менее эти взаимодействия имеют особо важное значение, поскольку именно с ними связаны кристаллизация рудных минералов и формирование руд. Наблюдаются два типа таких взаимодействий. Первое из них заключается в том, что рудоотложение сопровождается растворением и замещением окружающих пород рудными и сопровождающими их другими минералами. При этом кристаллизующиеся из растворов минералы замещают объем за объемом вмещающие породы. Процесс, приводящий к этим явлениям, называется метасоматическим. Его можно сравнить со следующим. Представим себе кирпичную стену, из которой последовательно один за другим в разных местах извлекаются кирпичи, изготовленные из обычной глины, а вместо них вставляются такого же

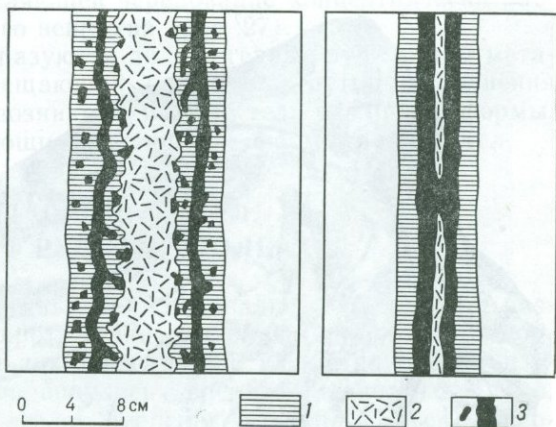


Рис. 25. Симметрично-полосчатое строение рудных жил. По Д. В. Моторину.
1 — анкерит; 2 — барит; 3 — кварц

размера и формы золотые кирпичи. В конечном счете стена, сложенная глиняными кирпичами, превратится в стену из золотых кирпичей. Так в процессе рудообразования пустая порода превращается в богатую руду.

В метасоматических рудах сохраняются форма залегания и внутреннее строение вмещающих пород. В результате агрегаты рудных и сопровождающих их жильных минералов, заместившие тонкослоистые породы, приобретают тонкослоистое строение, а руды, заместившие раздробленные, брекчированные породы, также состоят из обломков руд, сцементированных рудными минералами. При рассмотрении таких руд создается ложное впечатление, будто бы они подверглись дроблению. Лишь после детальных исследований удастся установить, что руды не подвергались дроблению, а метасоматически заместили раздробленные вмещающие породы.

Агрегаты рудных минералов, заместившие ранее существовавшие минеральные образования или окаменелую фауну, приобретают форму и внутреннее строение, соответствующие этим минеральным образованиям или окаменелой фауне. В минералогии и учении о рудных месторождениях унаследование формы замещенных образований вновь образованными минералами получило название псевдоморфоз. Последние являются важным признаком, позволяющим выделять метасоматические эндогенные месторождения. Для метасоматических рудных тел характерны также сложные очертания их границ с вмещающими породами.

Второй тип взаимодействий растворов с вмещающими породами характеризуется неактивными соотношениями руд и пород. Метасоматоз при этом отсутствует, либо проявляется в возникновении маломощных ореолов вкрапленных руд. Обычно первые порции выделившихся минеральных образований нарастают на стенках раскрытых трещин, а последующие агрегаты минералов нарастают на первых, вплоть до заполнения всей полости. Возникшее при этом рудное тело обладает симметрично-полосчатым (рис. 25), либо друзовым строением. Это позволяет легко отличать рудные тела выполения от тел, возникших метасоматическим путем. Нередко рудоотложение протекает не в протяженных полостях трещин, а в пустотах, сохранившихся между облом-

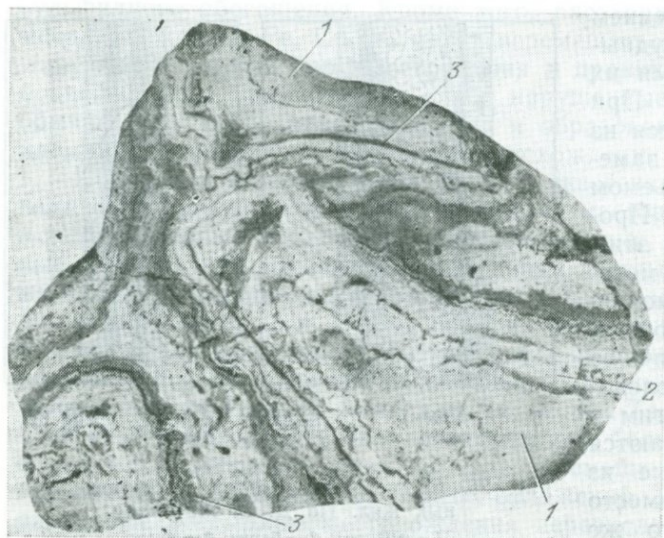


Рис. 26. Кокардовая текстура руд. Вокруг обломков измененной породы (1) нарастают каймы кварца (2) и рудных минералов (3) — пирита, галенита и сфалерита.

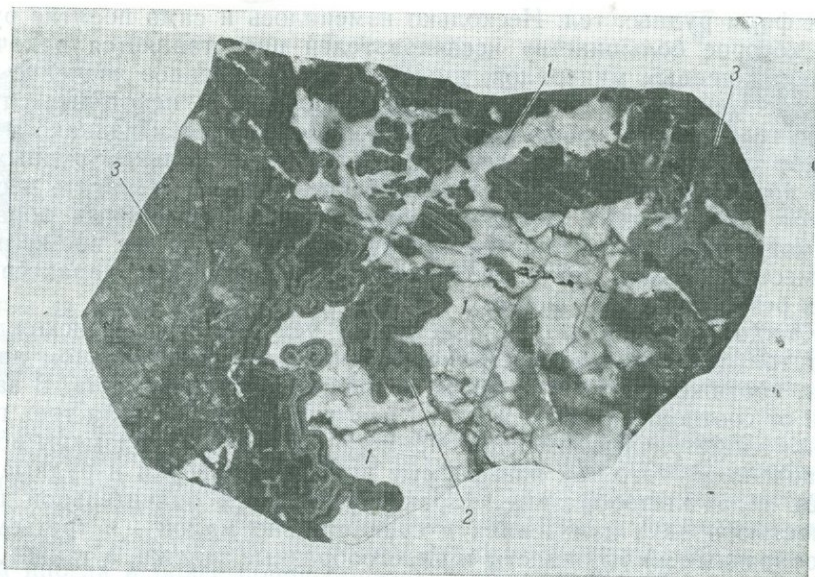


Рис. 27. Колломорфная структура сфалеритовой руды. Карбонат (1) пересекает сфалерит (2); 3 — вмещающая порода. Фото пришлифованного образца.

ками пород. При этом агрегаты рудных минералов нередко нарастают на обломках. Каждый такой обломок с каемкой наростей на него руды нередко напоминает кокарду на фуражке военнослужащих. Подобные текстуры руд так и получили название кокардовых (рис. 26). Таким образом, условия отложения руд влияют на пространственное расположение минеральных агрегатов, что и соответствует текстурам руд. Иными словами — текстуры руд — это их «рисунок», составленный разными минеральными агрегатами. Вместе с тем условия отложения руд определяют их внутреннее строение или структуру, что чаще наблюдается при больших увеличениях под микроскопом. Обычно структура руд является зернистой. Однако в тех случаях, когда отложение руд происходит из коллоидных растворов, они характеризуются колломорфной структурой, представляющей чередование концентрически расположенных кайм минерального вещества (рис. 27).

В зависимости от того, образуются ли эндогенные руды путем метасоматического замещения вмещающих пород или путем выполнения открытых пустот и полостей, возникают рудные тела различной формы.

Ниже рассмотрим встречающиеся в природе формы рудных тел.

ФОРМЫ РУДНЫХ ТЕЛ. ПОНЯТИЕ О РУДНЫХ СТОЛБАХ

Представления о форме рудных тел создавались в результате разведки и эксплуатации их на протяжении долгой истории горного промысла, т. е. в течение нескольких тысячелетий. Особенно быстро изучение формы рудных тел продвинулось вперед, начиная с XVI в. В 1558 г. горный инженер и геолог Георгий Агрикола (Бауер) впервые систематизирует все наблюдавшиеся им формы рудных тел. Присвоенные им названия некоторых форм сохранились до наших дней. В настоящее время различными авторами предложен целый ряд систе-

матик форм рудных тел. Несколько изменилось и само понятие рудное тело, которое большинству исследователей представляется в качестве скопления ценных минералов, имеющих промышленное значение и обладающее определенной геометрической формой. В некоторых случаях рудное тело в то же время является и месторождением. Однако в большинстве случаев месторождение слагается из нескольких рудных тел, число которых может меняться от двух-трех и даже достигать нескольких сот. Рудные тела, обладающие различными условиями образования, могут иметь примерно одинаковую форму. В то же время на одном месторождении могут быть развиты рудные тела, характеризующиеся резко различной формой.

Каждое рудное тело, независимо от условий его происхождения, имеет три измерения в пространстве: длину в горизонтальном направлении, протяженность по падению и толщину, или мощность. В зависимости от соотношения этих величин различают рудные тела трех групп: 1) тела изометричные, имеющие примерно одинаковые размеры по всем направлениям — это так называемые штоки, штокверки и рудные гнезда; 2) тела плитообразные, характеризующиеся значительной протяженностью в двух измерениях и сравнительно малой — в третьем; это разнообразные жилы, пласты и пластообразные залежи, а также линзы и линзообразные тела; 3) рудные тела, которые в одном направлении вытягиваются на значительном протяжении, а в двух других обладают значительно меньшими размерами; они именуется трубками, трубообразными, либо столбообразными телами, лентообразными залежами. Пологопадающие лентообразные залежи получили название в Мексике и США «манто».

При систематике рудных тел, по мнению авторов, прежде всего целесообразно разделить их на три группы. Рудные тела, залегающие согласно напластованию пород, следует называть согласными, секущие слоистость пород — секущими. Рудные тела, залегающие на контакте изверженных пород со слоистыми (преимущественно осадочными) породами, называют контактными. При подобном разделении рудных тел на три группы — согласных, секущих и контактных — некоторые морфологические типы рудных тел будут повторяться в двух, а иногда и в трех группах.

Согласные рудные тела в своем залегании подчиняются наложению осадочных, метаморфических или эффузивных пород. К этой группе рудных тел относятся также рудные тела в некоторых расслоенных интрузивных массивах, среди которых рудные залежи приобретают пластообразную форму.

Наиболее типичным представителем согласных рудных тел является рудоносный пласт, который в виде наклонного тела изображен (в разрезе и плане) на рис. 28. Это тело ограничено сверху и снизу почти параллельными поверхностями. Его размеры в плоскости напластования нередко в сотни, а иногда и тысячу раз превышают мощность пластов. Так, например, пласты руд алюминия — бокситы, распространенные на Урале, нередко вытягиваются по протяжению на 10—20 км при мощности до 10 м. Отложения, залегающие над рудным пластом, получили название перекрывающих, а развитые под пластом — подстилающих пород.

Далеко не на всех месторождениях развиты рудные тела, резко отличающиеся по составу от подстилающих и перекрывающих пород. Обычно резко отличаются составом рудоносные пласты на месторождениях бокситов, железа, марганца, никеля и некоторых других металлов. На пластообразных месторождениях многих других металлов руд-

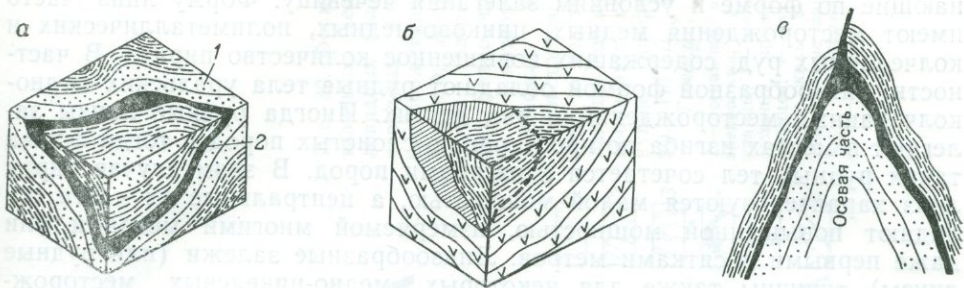


Рис. 28. Формы рудных тел, согласных со слоистостью вмещающих пород:

а — пласт марганцевых руд между подстилающими песчаниками (1) и покрывающими глинистыми сланцами (2); б — линза медноколчеданных руд на контакте эффузивных пород и сланцев; в — седловидная залежь золотосодержащего кварца под глинистыми сланцами в антиклинальной складке

ные пласты нередко отличаются от подстилающих и перекрывающих пород лишь наличием вкрапленности и прожилков рудных минералов. Так, для медно-никелевых руд характерно залегание внутри интрузивных массивов вблизи подошвы последних. Однако в последнем случае рудоносный пласт сложен не только рудными минералами, но на 30—50%, а иногда и более породобразующими минералами, входящими в состав тех же вмещающих основных пород, но при этом включает вкрапленность и линзочки сульфидов железа, меди и никеля.

В слоистых осадочных породах рудоносный пласт также редко сложен сплошными рудами. Чаще он отличается от окружающих пород лишь тем, что в его составе развиты тонкие прожилки, мелкие скопления и гнезда рудных минералов, например, свинца, цинка (месторождения Миргалимсай в Каратау и Малин во Франции), урана (месторождения плато Колорадо в США), золота и урана (Витватерсранд в ЮАР).

Рудоносные пласты в осадочных породах характерны для месторождений, называемых медистыми песчаниками. Например, на месторождении Чэмбиши в Южной Родезии рудный пласт, несущий медное оруденение, залегает в нижней части мощного горизонта песчаников, в результате метаморфизма превратившихся в кварциты. Кварциты и покрывающие их осадочные породы, включающие и карбонатные слои, смяты в несколько синклиналильных и антиклинальных складок. Рудоносный пласт, достаточно интенсивно обогащенный медными минералами, повторяет все изгибы горизонта кварцитов (рис. 29).

Другим типичным представителем согласных рудных тел можно назвать рудные линзы (см. рис. 28, б). Они представляют собой рудные скопления часто достаточно большой протяженности, напоми-

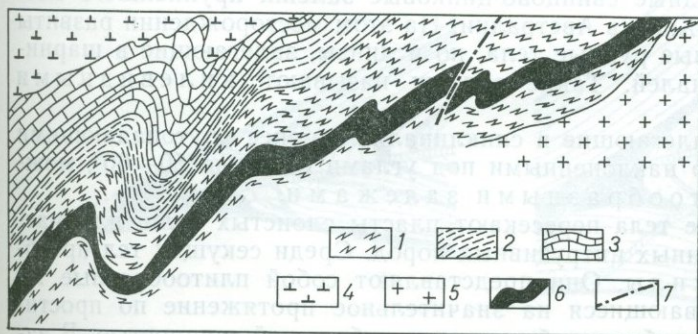


Рис. 29. Согласный со слоистостью пласт медистых кварцитов. Месторождение Чэмбиши, Южная Родезия. По Д. М. Дэвидсону.

1 — кварциты; 2 — тальковые сланцы; 3 — доломиты; 4 — габбро; 5 — граниты; 6 — руда; 7 — разрыв

нающие по форме и условиям залегания чечевицу. Форму линз часто имеют месторождения медных, цинково-медных, полиметаллических и колчеданных руд, содержащих повышенное количество пирита. В частности, линзообразной формой обладают рудные тела уральских медно-колчеданных месторождений и ряд других. Иногда рудные линзы залегают в местах изгиба по простирающую слоистых пород и тогда форма таких рудных тел сочетается с изгибами пород. В этом случае края линз характеризуются малой мощностью, а центральные их части обладают повышенной мощностью, измеряемой многими метрами или даже первыми десятками метров. Линзообразные залежи (или рудные линзы) типичны также для некоторых медно-никелевых месторождений.

К согласным рудным телам относятся также рудные ленты — рудные тела, обладающие большой протяженностью, но в несколько, иногда в 10—20 раз меньшей шириной. Мощность таких лент обычно небольшая, не превышает первые метры. В поперечном разрезе рудные ленты имеют линзообразную форму. Рудные ленты (иногда их называют также лентообразными залежами) характерны для свинцово-цинковых и других месторождений.

Лентообразные залежи, сформировавшиеся в древних метаморфических породах, смятых в складки, обычно повторяют складчатость вмещающих пород. В этих условиях рудные ленты чаще всего залегают в изогнутых крыльях складок, иногда проникают в шарниры складок. Форма рудных лент становится очень сложной, напоминающей наклоненные, срезанные с двух сторон вдоль длинной оси поверхности цилиндров.

В целом же согласные рудные тела залегают преимущественно не на крыльях, а в сводах антиклиналей, реже в замковых частях синклиналей. В первом случае они получили название седловидных залежей. На многих месторождениях к седловидным залежам, повторяющим форму шарниров складок, снизу примыкают секущие рудные жилы. Они выполняли каналы, по которым снизу поднимались рудоносные растворы (см. рис. 28, в). Нередко образуются не одна, а несколько седловидных залежей, размещающихся одна над другой в своде антиклинали. Например, на золоторудном месторождении Бендига в Австралии на вертикальном интервале 1385 м установлено более 20 седловидных залежей, расположенных одна над другой (рис. 30).

Аналогичные многоярусные рудные тела чрезвычайно распространены и в свинцово-цинковых месторождениях, залегающих в древних докембрийских породах, подвергшихся метаморфизму. Такие серии седловидных залежей обычно возникают в сводах сильно сжатых антиклиналей. Характерным примером рассматриваемой формы рудных тел служат седловидные свинцово-цинковые залежи крупнейшего месторождения Брокен-Хилл в Австралии. На этом месторождении развиты не только седловидные рудные тела, но и линзы, залегающие в шарнире сжатых синклиналей. Такие залежи называют килевидными (рис. 31).

Рудные тела, залегающие в синклиналях с менее крутопадающими крыльями, например наклоненными под углами от 20 до 50—60°, можно называть корытообразными залежами.

Секущие рудные тела пересекают пласты слоистых толщ или массивы и дайки глубинных интрузивных пород. Среди секущих тел преобладают рудные жилы. Они представляют собой плитообразные тела, нередко вытягивающиеся на значительное протяжение по простирающую и в глубину и обычно обладающие небольшой мощностью. В за-

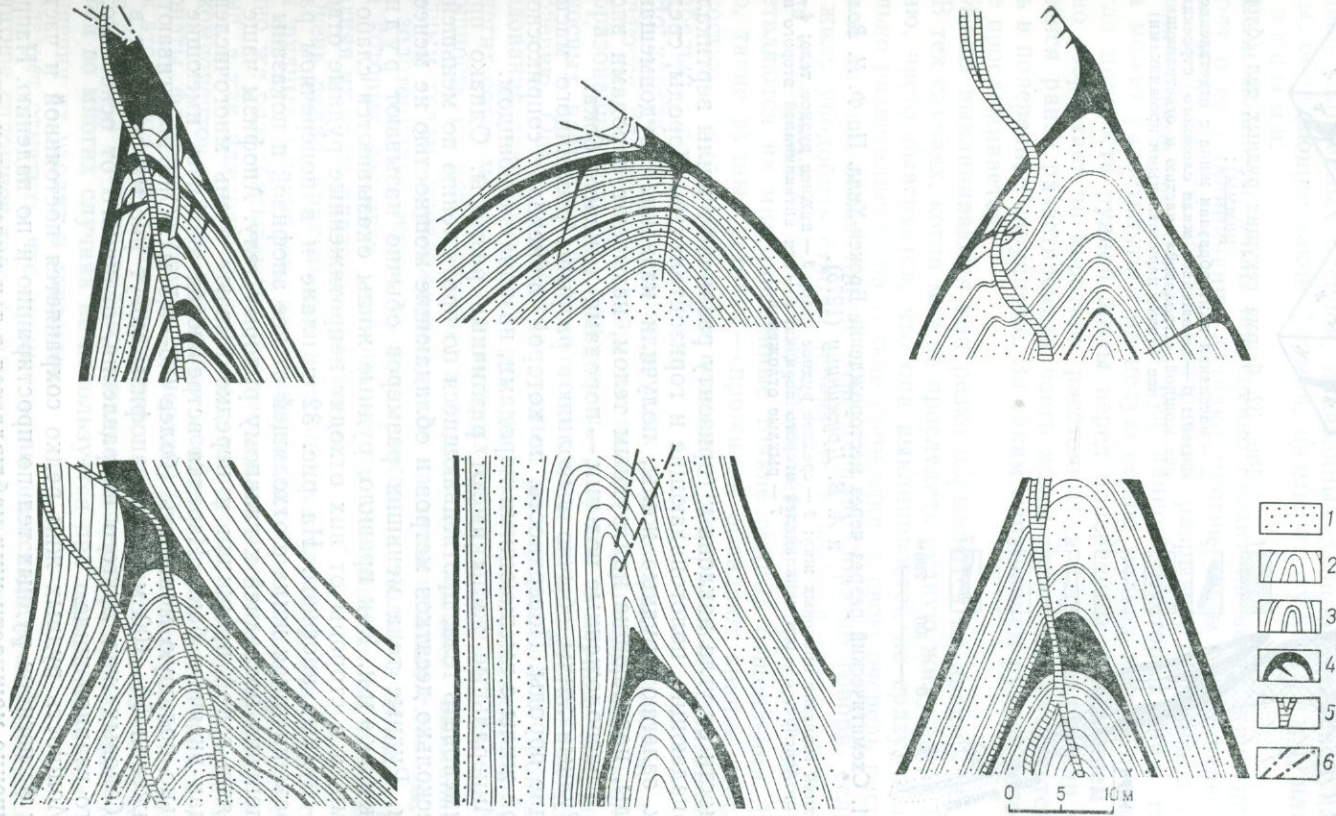


Рис. 30. Форма типичных седловидных золоторудных жил месторождения Бендигго, Австралия (разрезы). Видно, что от некоторых согласных со слоистостью жил в подстилающие породы проникают секущие апофизы. По Д. Э. Томасу.

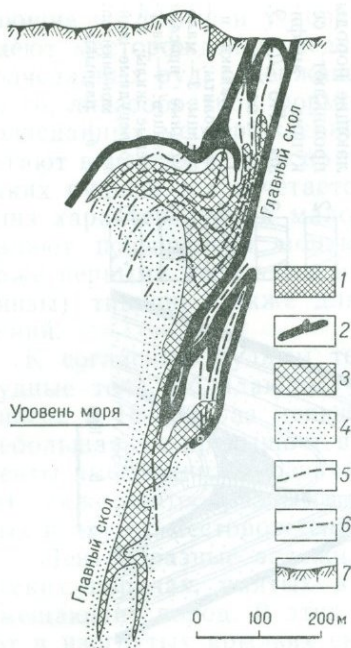


Рис. 31. Схематический разрез через месторождение Брокен-Хилл. По Ф. И. Вольфсону и А. В. Дружинину (1975).

1 — верхний горизонт цинковых жил; 2 — среднее рудное тело; 3 — нижнее рудное тело; 4 — вкрапленное оруденение; 5 — оси синклинали второго порядка; 6 — оси антиклиналей второго порядка; 7 — рыхлые отложения

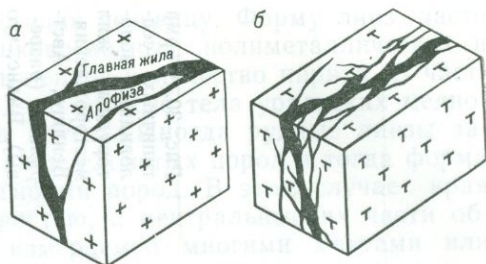


Рис. 32. Форма секущих рудных тел (блок-диаграммы):

а — массивная плитообразная жила с ответвлением (апофизой); б — ветвящаяся жила сложного строения (с более мощной «стволовой» частью и ответвляющимися от нее близко параллельными прожилками)

висимости от угла наклона к горизонту различают жилы вертикальные, крутопадающие, пологопадающие и горизонтальные. Породы, среди которых залегают рудные жилы, получили название рудовмещающих. Породы, нависающие над рудным телом, называют породами висячего бока, а расположенные под ним — породами лежащего бока.

Рудные жилы обычно выполняют разрывы различного масштаба, секущие породы. Поверхность, по которой происходит соприкосновение рудной жилы с вмещающими породами, названа зальбандом.

Минеральные жилы имеют различные размеры. Однако принято ими именовать тела, протягивающиеся по протяжению по меньшей мере на несколько десятков метров и обладающие мощностью не менее 20—30 см. Рудные тела меньших размеров обычно называют рудными прожилками. Как правило, рудные жилы оказываются слабо изогнутыми, а в стороны от них отходят непротяженные рудные ответвления — рудные апофизы. На рис. 32 в плане и в поперечном разрезе изображена такая жила с отходящей от нее апофизой и показаны места причленения последней к главному рудному телу. Апофизы чаще представляют собой прожилки и нередко бывают очень многочисленны в породах висячего бока. Изредка встречаются апофизы, имеющие относительно большую мощность (более 0,3—0,5 м). Они вытягиваются на протяжении 50—100 м. Такие апофизы могут рассматриваться в качестве боковых жил другого направления, отличного от основного, при-сущего главной жиле.

Мощность рудных жил редко сохраняется постоянной и часто зависит от изгибов рудных тел по простиранию и по падению. Например, увеличение мощности жил наблюдается в тех интервалах, где они круто

или полого наклонены к горизонту. В первом случае в процессе оруденения происходили сбросы и висячий бок вмещающих пород опускался вниз. Во втором случае рудоотложение происходило в условиях подъема пород висячего бока вверх, что характерно для взбросовых перемещений. Во многих случаях интервалы мощных частей чередуются с перемещениями. При взгляде со стороны такая жила представляет собой как бы цепь удлиненных бусинок, нанизанных длинной стороной на нить. Жилы, обладающие такой формой, называют рубцовыми, или четковидными.

Если мощность жилы постепенно сходит на нет и жила исчезает, говорят о ее выклинивании. Однако многие жилы заканчиваются по-иному. В частности, вблизи поперечных разрывов, образовавшихся по ряду признаков до отложения руд данного месторождения, главная жила может разветвляться на целую серию мелких жил и прожилков. Иногда мощность рудной жилы перед поперечным нарушением значительно возрастает на коротком расстоянии, а затем раздвиг или упоминавшаяся ранее разветвленная часть жилы резко ограничивается, упираясь в поперечное нарушение. За таким нарушением рудное тело обычно не прослеживается.

Жилы выклиниваются или резко обрываются по краям — на флангах. В тех случаях, когда можно проследить рудную жилу вверх по восстанию, часто выясняется, что она выклинивается не сразу, а предварительно разветвляется на тонкие прожилки, в свою очередь расщепляющиеся на еще более тонкие ответвления. Образно говоря, если рудную жилу уподобить стволу дерева, то в верхней части от основного ствола отделяется несколько крупных ветвей, которые в свою очередь разветвляются на многочисленные тонкие рудные отщепления. Естественно, такие рудные веточки — прожилки обладают крайне небольшой мощностью и содержат мало полезных минеральных образований, нерентабельных для их разработки.

Но иногда верхние части рудных жил не разветвляются, а резко обрываются плоскостями пологопадающих нарушений, возникших еще до образования руд. Эти поперечные разрывы в период поступления рудоносных растворов были плотно сжаты и препятствовали их проникновению. Опыт разработки рудных месторождений и проведенные исследования показывают, что рудные жилы прослеживаются на глубину многих сотен метров, а в некоторых случаях до 2—2,5 км, после чего мощность их резко снижается вплоть до полного выклинивания. К рудным телам, прослеживающимся на значительные глубины, относятся золоторудные жилы на месторождении Колар в Индии, разработка которых достигла глубины 3,5 км от современной поверхности, а верхняя их часть оказалась размытой.

Очень редко, практически в единичных случаях, жилы состоят из одних рудных минералов, представляющих промышленную ценность. Обычно же разрабатываются рудные жилы, в которых преобладают не рудные, а так называемые жильные минералы, не содержащие полезных компонентов. Среди последних особенно часто встречаются кварц, карбонаты, флюорит и другие минералы. Рудные минералы по отношению к этой жильной массе составляют только часть, часто не превышающую 50%. Да и среди рудных минералов нередко преобладает пирит, который во многих случаях не используется при переработке руд, а при обогащении их уходит в «хвосты».

Следует отметить, что рудные жилы не всегда представляют собой монолитное сплошное тело. Среди них выделяется несколько разновидностей. К первой из них следует отнести так называемые сложные

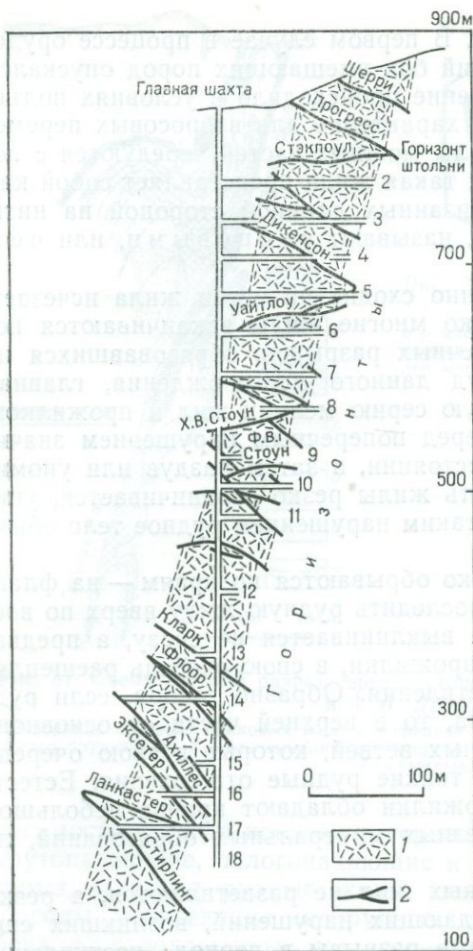


Рис. 33. Лестничные золото-кварцевые жилы в дайке кислых пород;

Месторождение Морнинг-Стар, Австралия. По Р. Кэллисону.

1 — дайка кислых пород; 2 — золото-кварцевые жилы

жилы (см. рис. 32, б). На приведенном рисунке видно, что в рассматриваемом морфологическом типе жил выделяются мощная стволовая часть и целая серия отделяющихся от нее прожилков различной мощности. Многие из них, протягиваясь на некоторое расстояние, вновь сливаются со стволовой частью жилы, другие же вытягиваются параллельно ей.

Другим морфологическим типом сложных по внутреннему строению рудных жил являются так называемые камерные жилы, формирующиеся в карбонатных породах. Характерной их особенностью является то, что отдельные их интервалы резко увеличивают мощность в несколько раз. Образуется раздув, имеющий форму, близкую к изометричной. Такие раздувы и носят название рудных камер, а жилы с подобными раздувами называют камерными жилами.

В золоторудных месторождениях часто встречаются так называемые лестничные жилы. Они развиты, в частности, на месторождении Морнинг-Стар в Австралии (рис. 33), а также на некоторых мес-

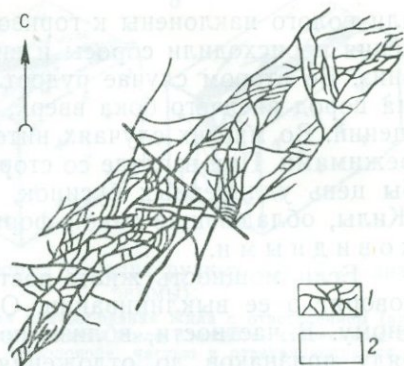


Рис. 34. Строение линейной штокер-ковой зоны в плане.

1 — различно-ориентированные рудные прожилки; 2 — вмещающие породы

торожениях Урала и Казахстана. Обычно эти жилы наблюдаются среди даек интрузивных пород или в пластах слоистых толщ, способных к хрупким деформациям. Лестничные жилы, как правило, представлены целой серией тонких жил или прожилков, ориентированных параллельно друг другу, но в поперечном направлении к вмещающим их дайкам или пластам пород.

Значительно более сложным внутренним строением по сравнению со всеми перечисленными жилами обладают рудные тела, называемые штокверковыми зонами, несущие прожилковое (рис. 34) или прожилково-вкрапленное оруденение. Такие рудные тела характеризуются линейной вытянутостью в двух направлениях, протяженность их в плане сопоставима с размахом в разрезе. Они обладают сравнительно небольшой мощностью, которая, однако, в несколько раз превосходит мощность отдельных рудных жил и иногда достигает

20 м и более. Вся штокверковая зона в целом (см. рис. 34) представляет собой систему различно ориентированных рудных прожилков. Однако наиболее протяженные из них обладают северо-восточным простиранием, им подчинены более многочисленные, но короткие прожилки других направлений и все это в целом определяет вытянутость зоны штокверкового оруденения на северо-восток.

На рис. 35 приведена система жил, получивших название «конского хвоста» и развитых на месторождении Чукикамата в Чили. Хорошо видны общая линейная вытянутость и постепенно все более усиливающаяся разветвленность рудных жил по мере продвижения с юго-запада на северо-северо-восток. Наряду с рудными жилами различных морфологических типов, среди секущих рудных тел достаточно часто встречаются

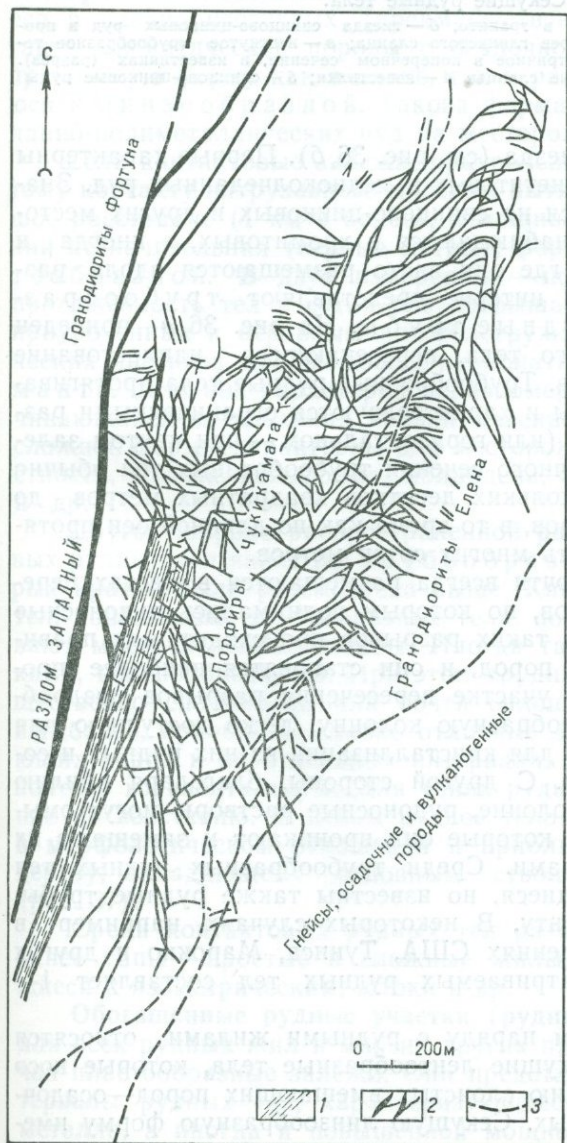


Рис. 35. Система жил типа «конского хвоста». Меднорудное месторождение Чукикамата, Чили (план). По В. Д. Перри

1 — зона расщепления; 2 — рудные жилы; 3 — контакты пород

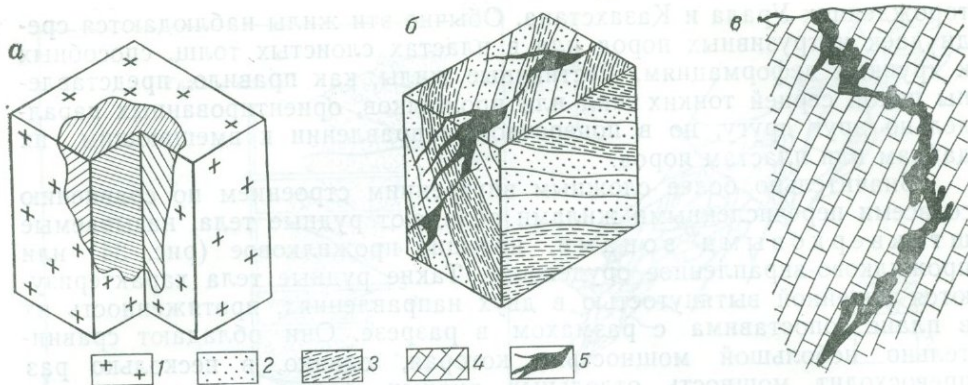


Рис. 36. Секущие рудные тела:

a — шток вкрапленных молибденовых руд в граните; *b* — гнезда свинцово-цинковых руд в породах песчаников, заключенных среди слоев глинистого сланца; *v* — изогнутое трубообразное тело свинцово-цинковых руд, обычно изометричное в поперечном сечении, в известняках (разрез).
 1 — граниты; 2 — песчаники; 3 — глинистые сланцы; 4 — известняки; 5 — свинцово-цинковые руды

рудные штоки (рис. 36, *a*) и гнезда (см. рис. 36, *b*). Первые характерны для месторождений титаномagnetитовых и медноколчеданных руд. Значительно реже они встречаются на свинцово-цинковых и других месторождениях. Гнезда нередко наблюдаются в хромитовых, а иногда и на ртутных месторождениях, где они часто размещаются вдоль разрывных нарушений. Большой интерес представляют трубообразные рудные тела, или рудные трубы. На рис. 36, *v* приведен разрез трубообразного рудного тела, пересекающего напластование осадочных пород — известняков. Трубообразные рудные тела протягиваются на значительные глубины и характеризуются ограниченными размерами в поперечном сечении (или горизонтальном — при крутом залегании тела). Площадь поперечного сечения трубообразных тел обычно находится в пределах от нескольких десятков квадратных метров до первых сотен квадратных метров, в то время как по длинной оси протяженность тела может достигать многих сотен метров.

Подобные рудные тела почти всегда размещаются в местах пересечения двух и более разрывов, по которым поднимались рудоносные растворы. В узле пересечения таких разрывов происходит, как правило, наибольшее раздробление пород, и они становятся наиболее проницаемыми для растворов. В участке пересечения разрывов раздробленные породы образуют своеобразную колонну, легко доступную для просачивающихся растворов и для кристаллизации из них рудных и сопровождающих их минералов. С другой стороны, благодаря обилию обломков пород в подобной колонне, рудоносные растворы могут омыывать большой объем пород, в которые они проникают и замещают их рудными и другими минералами. Среди трубообразных рудных тел преобладают крутопогружающиеся, но известны также рудные трубы, полого наклоненные к горизонту. В некоторых случаях, например в свинцово-цинковых месторождениях США, Туниса, Марокко и других стран, протяженность рассматриваемых рудных тел составляет 1—1,5 км.

К секущим рудным телам наряду с рудными жилами относятся также некоторые линзы и секущие лентообразные тела, которые косо ориентированы к напластованию слоистых вмещающих пород — осадочных и излившихся изверженных. Секущую линзообразную форму име-

ют не только рудные тела, сложенные массивными рудами, как это, например, часто наблюдается на месторождениях медных колчеданов на Урале, но также и рудные тела, сложенные прожилково-вкрапленными рудами, что характерно для некоторых свинцово-цинковых месторождений.

Контактные рудные тела обладают несколько более сложной морфологией сравнительно с формой ранее рассмотренных рудных тел. В каждом конкретном месторождении их морфология определяется конфигурацией массивов интрузивных пород, внедрившихся в любые другие породы. Так, например, если поверхность контакта массива изверженных пород, внедрившегося в осадочную толщу, представляет собой впадину, то и контактная рудная залежь, приуроченная к этой впадине, приобретает корытообразную форму. Такова, в частности, морфология некоторых контактных залежей руд вольфрама на месторождении Ингичке в Узбекистане. Рудные залежи, локализующиеся в плавно изогнутых (преимущественно вогнутых) участках контакта магматической породы с осадочной, приобретают относительно правильную форму как в плане, так и в разрезе, нередко приближающуюся к линзообразной. Такова форма контактных залежей колчеданно-полиметаллических руд на месторождении Рио-Тинто в Испании.

Если контактные залежи, приуроченные к плавно и слабо изогнутому контакту интрузивного массива, вытягиваются на достаточно большое расстояние (1 км и более), а мощность их на всем этом протяжении незначительная (первые метры), форма их приближается к пластообразной. В двух измерениях — по простиранию и на глубину протяженность тел в сотни раз превышает мощность. Подобные тела, приуроченные к неровным пологопогружающимся контактам магматических массивов, прорывающих карбонатные толщи, получили название *манто*. Для них характерна неравномерная мощность, обычно увеличивающаяся во впадинах кровли массивов. Контактные рудные тела сложной формы характерны для месторождений ряда металлов и, в частности, железа, вольфрама, молибдена, свинца, цинка, меди, кобальта и др.

Другой широко распространенной разновидностью форм контактных рудных тел являются *трубообразные тела*, морфология которых кратко была рассмотрена выше. Как и в группе секущих рудных тел, контактные трубообразные тела, погружаясь с глубиной, испытывают многочисленные изгибы. Иногда такие изгибы оказываются резкими, коленообразными. При этом «рудная труба», сложенная преимущественно сплошными или почти сплошными рудами, коленообразно изгибаясь, приобретает резко отличные элементы залегания от вмещающих пород и на отдельных интервалах переходит из крутонаклонной почти в горизонтальную. Для таких рудных тел характерно разветвление по восставанию. В целом рудное тело оказывается крайне сложным в морфологическом отношении и приближается по форме к рудному дереву, обладающему основным стволом и целой серией ветвей (рис. 37).

Среди контактных рудных тел развиты и другие упоминавшиеся ранее типы — простые и сложные жилы, рудные гнезда, приближающиеся к изометрическим, штоки и др.

Обогащенные рудные участки (рудные столбы) характерны почти для всех рудных жил и многих других протяженных рудных тел, включая пластообразные залежи. Они представляют собой протяженные интервалы рудных тел, характеризующиеся повышенным содержанием металла, а иногда и повышенной мощностью. В одних случаях такие

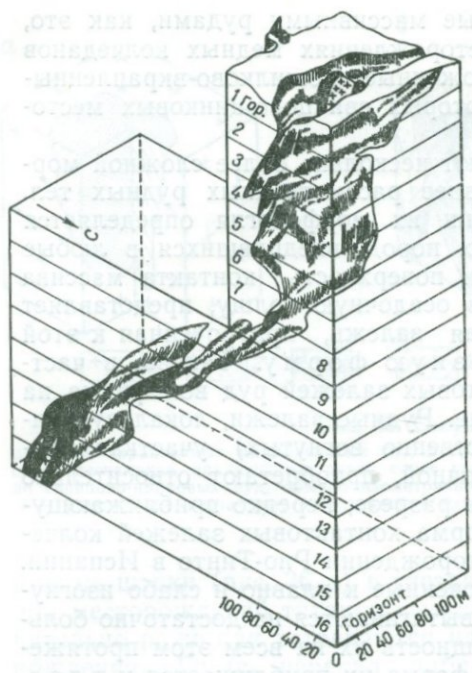


Рис. 37. Коленообразно изогнутое, с ответвлениями, рудное тело трубообразной формы свинцово-цинкового месторождения Цумб, Юго-Западная Африка (блок-диаграмма)

участки расположены на близком расстоянии друг к другу, в других они удалены на значительное расстояние. Если рассматривать рудную жилу или пластообразное тело в виде наклоненной плиты, залегающей в различных вмещающих породах, то в такой плите удается оконтурить участки руд, содержание металла в которых в 2—4 раза и более превышает концентрацию его в рядовых рудах, окружающих богатые. Подобные участки богатых руд называют обогащенными участками рудных тел или рудными столбами. В одних случаях контур богатых

руд и, соответственно, контур обогащенного участка хорошо выявляется визуально, а иногда его удается оконтурить лишь по данным химических анализов целой серии проб, отобранных в рудном теле.

Форма обогащенных участков рудных тел в горизонтальном сечении достаточно разнообразна, но чаще они характеризуются изометрической или удлиненной, близкой к линзовидной формой, обычно обладающей неравномерной мощностью. Размеры обогащенных участков рудных тел по простиранию резко изменяются от 10—20 до 1500 м и более. В частности, протяженность золоторудного столба на месторождении Материнская жила в Калифорнии (США) 1500 м, а на месторождении золота Грос-Велью 2700 м. Обычно протяженность обогащенных участков рудных тел на месторождениях мелкого и среднего масштаба составляет десятки — первые сотни метров (рис. 38), а на крупных — сотни метров.

Причины образования обогащенных участков рудных тел различны. Наиболее часто они определяются тремя основными факторами: 1) изменением элементов залегания и морфологии главных рудовмещающих разрывов. Это выражается изгибами разрывных нарушений по простиранию и падению, пересечением разрывов двух и более направлений, ответвлении от основного разрыва боковых нарушений и т. д.; 2) изменением состава рудовмещающих пород, пересекаемых рудоносными разрывами, или, точнее, наличием среди вмещающих пород горизонтов, благоприятных по физико-механическим свойствам и химическому составу для отложения руд; 3) проявлением на месторождении разного рода экранов, препятствовавших продвижению рудоносных растворов. К ним относятся пересекающие рудовмещающие нарушения — разрывы, заполненные перетертой до состояния глины породой, а также различные малопроницаемые пласты пород, дайки, интрузивные массивы и другие геологические образования, слабо проницаемые для просачивающихся рудоносных растворов или внедрившихся из глубин рудных магм.

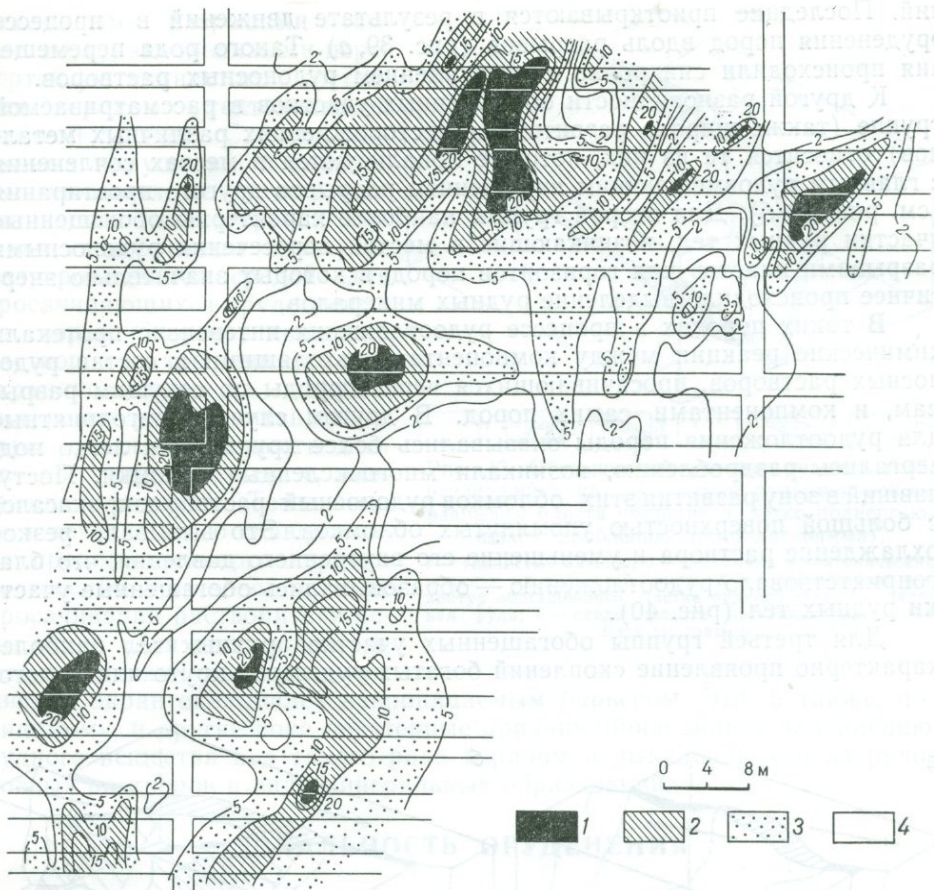


Рис. 38. Непротяженные рудные столбы свинцово-цинковых руд на отработанном месторождении Уч-Очак, ТаджССР. Рудные столбы залегают в плоскости рудной жилы и выделяются по высокому содержанию свинца (более 10%) в руде.

Содержания свинца в отработанной руде (в %):
 1 — более 20; 2 — от 10 до 20; 3 — от 5 до 10; 4 — ниже 5

Нередко обогащенные участки рудных тел появляются на тех интервалах плитообразных рудных тел, в которых одновременно наблюдаются изгибы рудовмещающих нарушений, развитые в сочетании с секущими разрывами или дайками и разного рода экранами. В этом случае тщательные наблюдения нередко позволяют выделить главный фактор, определяющий появление в рудном теле, несущем рядовые руды, обогащенных участков.

Среди обогащенных участков целесообразно выделять три группы в зависимости от того, какой из названных выше трех геологических факторов преимущественно определял их возникновение — обогащенные участки рудных тел: 1) приурочивающиеся к изгибам по падению и простиранию главных разрывов, сочленениям с ними оперяющихся трещин и пересечениям с разрывами иных направлений; 2) появляющиеся в местах пересечения рудоносными разрывами пород, благоприятных для рудоотложения; 3) возникшие в связи с проявлением экранировавших рудоносные растворы геологических элементов.

В первой группе наиболее распространены обогащенные участки рудных тел, возникающие в изгибах главных рудовмещающих наруше-

ний. Последние приоткрываются в результате движений в процессе оруденения пород вдоль разрывов (рис. 39, а). Такого рода перемещения происходили синхронно с поступлением рудоносных растворов.

К другой разновидности обогащенных участков в рассматриваемой группе (также широко развитой на месторождениях различных металлов) относятся те из них, которые локализуются в местах сочленения с главным рудовмещающим нарушением разрывов другого простирания (см. рис. 39, б). Для второй группы наиболее характерны обогащенные участки рудных тел, возникающие в местах пересечения рудоносными разрывами пластов или горизонтов пород, в которых значительно энергичнее происходило выделение рудных минералов.

В таких породах в процессе рудоотложения интенсивно протекали химические реакции между компонентами, входящими в состав рудоносных растворов, просачивающихся через породы по секущим разрывам, и компонентами самих пород. В другом случае благоприятные для рудоотложения породы оказывались более хрупкими и легко подвергались раздроблению, возникали многочисленные обломки. Поступавший в зону развития этих обломков рудоносный раствор соприкасался с большой поверхностью упомянутых обломков. Это вызывало резкое охлаждение раствора и уменьшение его внутреннего давления, что благоприятствовало рудоотложению — образовывались обогащенные участки рудных тел (рис. 40).

Для третьей группы обогащенных участков рудных тел наиболее характерно проявление скоплений богатых руд перед круто или полого-

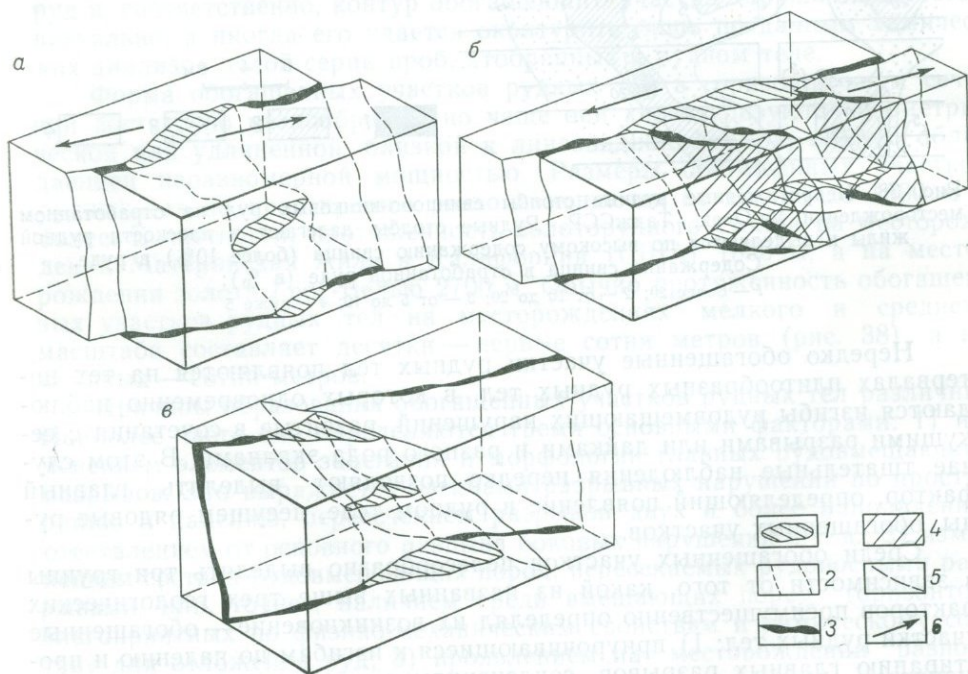


Рис. 39. Рудные столбы, размещающиеся:

а — в приоткрывшемся изгибе разрыва, полость на изгибе возникла в результате перемещения пород вдоль разрыва, в направлении, показанном стрелками; б — в месте сочленения с главным разрывом оперяющих его сколов; в — на участке ограничения рудной жилы поперечным разрывом, образовавшемся до оруденения (блок-диаграммы).

1 — богатая руда; 2 — контур рудных столбов в пространстве; 3 — рядовая руда; 4 — поверхности оперяющих сколов; 5 — невидимые на гранях блок-диаграммы следы рудных жил и разрывов; 6 — относительные направления перемещений блоков пород в период рудообразования по разрывам

наклонными разрывами (см. рис. 39, в), заполненными перетертой до глинистого состояния породой — тектонической глиной трения. Стенки разрывных нарушений, а главное выполняющая их полость тектоническая глина трения служила своеобразным барьером, полупроницаемой средой для просачивающихся рудоносных растворов. Скорость движения растворов по трещинам вблизи экранировавшего их нарушения резко уменьшалась, растворы имели возможность длительно соприкасаться с вмещающей породой. Температура в течение этого сравнительно продолжительного периода постепенно снижалась по мере просачивания растворителя через экран. Для растворимых в нем соединений металлов глинистый экран оказывался непроницаемым барьером. Эти, а также, по-видимому, и другие пока неучтенные причины приводили к накоплению рудного вещества под такого рода экраном и выпадению его из рудоносных растворов в виде минеральных образований.

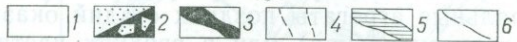
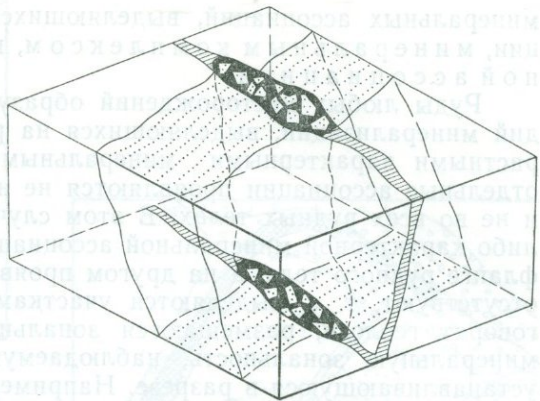


Рис. 40. Обогащенный участок рудного тела, развившийся на пересечении рудовмещающим разрывом пласта песчаников, легко подвергающихся дроблению (блок-диаграмма).

1 — глинистые сланцы; 2 — песчаники и тектонические обломки их в богатой руде; 3 — богатая руда; 4 — контур обогащенного участка рудного тела; 5 — рядовая руда; 6 — следы пласта песчаника на гранях блок-диаграммы

Для растворимых в нем соединений металлов глинистый экран оказывался непроницаемым барьером. Эти, а также, по-видимому, и другие пока неучтенные причины приводили к накоплению рудного вещества под такого рода экраном и выпадению его из рудоносных растворов в виде минеральных образований.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ

Природные минеральные соединения, кристаллизующиеся из рудоносных растворов, имеют самый разнообразный минеральный состав. При этом различные минералы выделяются не одновременно, а отдельными сообществами. Так, например, в свинцово-цинковых месторождениях главные минералы руд — галенит и сфалерит — часто возникают одновременно с минералами меди — халькопиритом и блеклой рудой, а также минералом серебра — аргентитом. Такие сообщества минералов, кристаллизующихся близкоодновременно в сходных физико-химических условиях (т. е. при близких значениях давления, температуры, концентрации растворов и др.), М. П. Исаенко (1975) и другие исследователи называют парагенетической минеральной ассоциацией. Период, в течение которого выделяются минералы одной или нескольких, последовательно сменяющих друг друга парагенетических минеральных ассоциаций, образующихся в узком интервале физико-химических условий (например, в интервале температур от 320 до 200 °С, давлении от 400 до 300 кгс/см², при концентрации в растворе катионов Fe, Cu, Pb, Zn, Ag, обеспечивающей выделение их в виде минералов), принято называть стадией минерализации. В большинстве случаев стадия минерализации отделена от предыдущих и последующих периодом трещинообразования и деформацией уже отложенных минеральных агрегатов. В результате ранее образованное минеральное вещество пересекается или обломки его цементируются агрегатами более поздних парагенетических минеральных ассоциаций. Н. В. Петровская (1965) предложила называть серию парагенетических

минеральных ассоциаций, выделяющихся в одну стадию минерализации, минеральным комплексом, или характерной минеральной ассоциацией.

Руды любых месторождений образуются обычно в несколько стадий минерализации, выделяющихся на рудоносных участках разновозрастными характерными минеральными ассоциациями. Но нередко отдельные ассоциации проявляются не на всем участке месторождения и не во всех рудных телах. В этом случае, например, агрегаты какой-либо характерной минеральной ассоциации в обилии развиты на одном фланге рудного тела, а на другом проявлены очень скудно или вообще отсутствуют, т. е. выделяются участками, полосами, зонами или, как говорят геологи, размещаются зонально. Различают горизонтальную минеральную зональность, наблюдаемую в плане, и вертикальную, устанавливающуюся в разрезе. Например, в протяженных жилах минеральные агрегаты поздних стадий оказываются развитыми на флангах (горизонтальная) или в верхних частях таких тел (вертикальная зональность, рис. 41). В других случаях минералы различных стадий пространственно разобщены, т. е. обособились в разных рудных телах.

Ранее предполагали, что зональность оруденения гидротермальных месторождений возникает в связи с последовательным выпадением минералов из непрерывно функционирующего потока растворов, выделяющихся остывающими массивами изверженных пород. Этим объяснялся тот факт, что руды олова, вольфрама и молибдена в основном обнаруживались внутри массивов изверженных пород. В породах, вмещающих эти массивы, локализуются минеральные ассоциации, образующие руды золота, меди, цинка и свинца. На максимальном удалении от рассматриваемых массивов находятся минеральные ассоциации, в составе которых присутствуют серебро, низкотемпературное золото, а также руды сурьмы, ртути и некоторых других минеральных образований. Подобная концентрическая зональность установлена для одного из крупных тел гранита в Восточной Сибири. Здесь в средней части гранитного массива локализованы жилы оловянно-вольфрамовых руд. По периферии массива, в граните, залегают жилы только вольфрамовых руд, а вблизи массива, уже во вмещающих его породах, — только золоторудные проявления (рис. 42). Однако ожидавшихся на еще большем удалении от массива руд свинца, цинка и тем более ртути обнаружено не было.

По данным академика С. С. Смирнова (1955), отмеченное зональное размещение оруденения, начиная от вольфрамового вплоть до ртутного, почти никогда не устанавливается в природе. Чаще всего наблюдаются одна — две зоны, проявленные как по горизонтали, так и по вертикали (т. е. полосы, в пределах которых в одной распространены месторождения одного, а в другой — другого металла). С. С. Смирнов пришел к выводу, что зональность эндогенного оруденения обусловлена прерывистым (пульсационным) поступлением порций растворов разного состава на фоне последовательных всплеск трещинообразования. В процессе кристаллизации каждой из таких порций растворов возникают характерные минеральные ассоциации, выполняющие лишь раскрывающую часть более протяженной рудоносной трещины. Этим и объясняется зональность оруденения, наблюдаемая в рудных телах и месторождениях. Дальнейшими исследованиями эти идеи С. С. Смирнова подтвердились и получили широкое развитие.

В настоящее время установлено, что зональность оруденения проявлена не только в рудных телах и месторождениях, но также в рудных полях, районах и более обширных рудоносных провинциях. Рудные

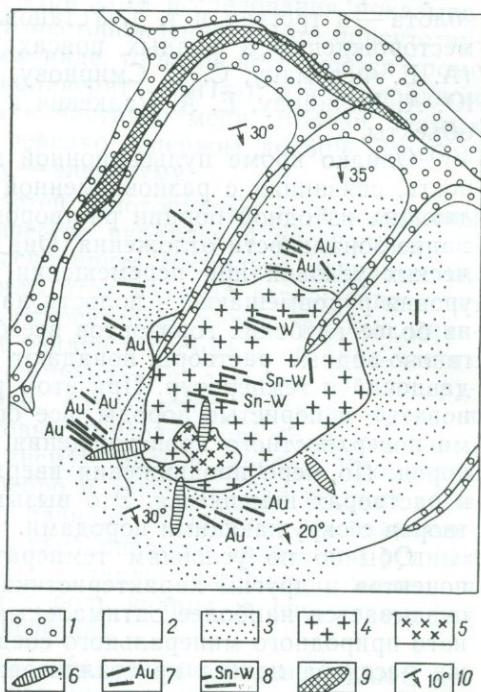
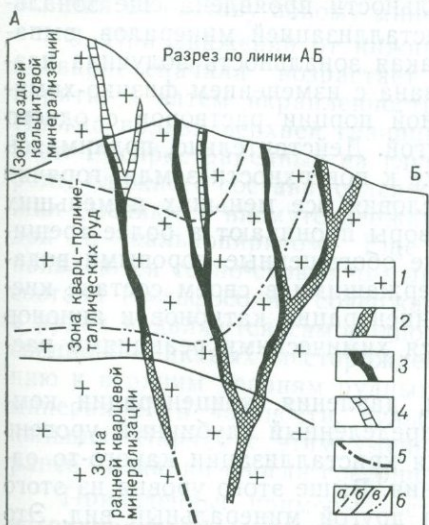
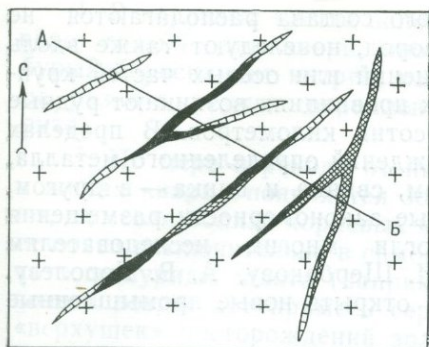


Рис. 41. Проявления на площади жильного рудного месторождения горизонтальной и вертикальной зональности оруденения:

В юго-восточной и наиболее глубокой части месторождения развиты жилы, сложенные безрудным кварцем; в средней, в меньшей степени в верхней части месторождения развиты кварц-полиметаллические руды, а в северо-западной и верхней частях месторождения — безрудные кальцитовые жилы.

1 — граниты; 2 — ранний кварц; 3 — кварц-полиметаллические руды; 4 — кальцит; 5 — безрудные интервалы разрывных нарушений; 6 — границы зон: а — кальцитовой; б — кварц-полиметаллической, в — ранней кварцевой минерализации

Рис. 42. Концентрически зональное размещение гидротермального оруденения вокруг массива гранитов. Оловянно-вольфрамовые кварцевые жилы сформировались в средней части массива, а на периферии его — кварц-вольфрамовые жилы, за пределами массива, вокруг него — кварцевые жилы с золотом. По реке и одному из ее притоков развилась аллювиальная русловая россыпь. Схема составлена С. Н. Гавриковым и Е. Н. Данигорским (Котляр, 1970).

1 — аллювий; 2 — переслаивающиеся песчаники и сланцы; 3 — песчаники и сланцы, контактово-измененные под влиянием интрузии гранита; 4 — биотит-мусковитовые граниты; 5 — лейкократовые граниты; 6 — дайки аплитов; 7 — золоторудные кварцевые жилы; 8 — оловянно-вольфрамовые и вольфрамовые кварцевые жилы; 9 — русловая аллювиальная россыпь золота; 10 — элементы залегания

зоны с рудами совершенно определенного состава располагаются не только вокруг массивов изверженных пород, но следуют также вдоль направления крупных разрывных нарушений или осевых частей крупных складок. В результате в рудоносных провинциях возникают рудные пояса, которые можно проследить на сотни километров. В пределах каждого пояса находится серия месторождений определенного металла, например, олова и вольфрама — в одном, свинца и цинка — в другом, золота — в третьем и т. д. Установленные закономерности размещения месторождений в рудных поясах помогли многим исследователям (А. Е. Ферсману, С. С. Смирнову, Д. И. Щербакову, А. В. Королеву, Ю. А. Библину, Е. А. Радкевич и др.) открыть новые промышленные объекты.

Однако кроме пульсационной зональности проявлена еще зональность, связанная с разновременной кристаллизацией минералов, выпадающих из одной порции растворов. Такая зональность получила название зональности отложения. Она связана с изменением физико-химических условий при перемещении данной порции растворов с одного уровня рудовмещающей полости на другой. Действительно, поднимаясь из более глубоких горизонтов все ближе к поверхности земли, горячие газово-водные растворы попадают в условия все меньших и меньших давлений и температур. При этом растворы проникают в более трещиноватые и пористые породы, все больше обогащенные поровыми водами поверхностного происхождения, содержащими в своем составе кислород. По мере продвижения вверх концентрация катионов и анионов в растворах изменяется. Это вызывается химическими реакциями растворов с окружающими породами.

Обычно по условиям температуры, давления, концентрации компонентов и другим характеристикам определенный глубинный уровень оказывается наиболее оптимальным для кристаллизации какого-то одного природного минерального соединения. Выше этого уровня из этого же раствора начнет кристаллизоваться другой минеральный вид. Это происходит даже в том случае, если в состав последнего входит набор тех же элементов, которые были характерны для более низкого уровня. Так, например, известны рудные тела и месторождения, в нижних частях которых в трещинах кристаллизовался пирротин (FeS_{n+1}), тогда как в средних и верхних — пирит (FeS_2). Это вызвано тем, что пирит лучше кристаллизуется на верхних горизонтах, где больше кислорода, способствующего раскислению анионов серы. Естественно, для минералов разного состава глубинные интервалы, оптимальные для их отложения, еще более характерны. К настоящему времени исследователи выявили ряд эмпирических закономерностей распределения различных минералов по вертикали для многих типов месторождений.

Для свинцово-цинковых месторождений вертикальная зональность отложения выражается в следующем: 1) в нижних частях месторождений обнаруживается упоминавшийся ранее пирротин и пирит; 2) в средних и верхних частях — только пирит и сульфиды свинца, цинка, меди, а также кальцит; 3) с подъемом от нижних границ месторождений к верхним возрастает количество рудных минералов и карбонатов. Сфалерит на значительной глубине преобладает над галенитом, ближе к поверхности концентрации их сравниваются, а еще выше уже галенит преобладает над сфалеритом; 4) при перемещении вниз от верхней границы месторождения к нижней непрерывно возрастает роль кварца, который иногда на глубоких горизонтах целиком слагает жилы.

В золоторудных месторождениях зональность отложения характеризуется следующим.

1. В корневых частях золоторудных жил устанавливается, как правило, только один кварц, иногда также турмалин — черный и темно-бурый боросиликат натрия, кальция, магния и железа. В кварце иногда развита редкая вкрапленность шеелита, пирротина и арсениопирита.

2. По мере перехода от нижних границ месторождений к средним в жилах кварца появляется золото. При этом исследования показывают, что если вблизи корневых частей месторождений золото присутствует почти исключительно в самородном виде, то выше встречаются кроме того теллуриды золота (например, калаверит — AuTe_2), а в самородном золоте возрастает примесь серебра и частично меди. Вблизи самых «верхушек» месторождений золото нередко содержит до 50% серебра, отвечая по составу новому минералу — электруму.

3. При движении от нижних частей золоторудных жил к верхним в кварце сначала возрастает количество вкраплений арсениопирита и пирита, а затем вкрапленность арсениопирита несколько сокращается. Иногда вблизи верхней границы жилы этот минерал совершенно исчезает. Распространенные на глубине относительно редкие рудные минералы сложного состава, содержащие теллур и висмут, в средних частях жил сменяются висмутсодержащими минералами, а также блеклой рудой и халькопиритом. Еще выше сохраняется блеклая руда и появляются серно-сурьмяно-мышьяковые минералы еще более сложного состава (сульфосоли), содержащие висмут, медь и серебро. Кроме них в рудах появляются самородное серебро и аргентит. Так же, как и на свинцово-цинковых месторождениях, начиная от нижних по направлению к верхним уровням рудных жил увеличивается количество рудных минералов (в частности, сульфидов), а также карбонатов железа и кальция. Наряду с этим уменьшается роль кварца, а упоминавшийся ранее турмалин иногда совершенно исчезает.

Приведенные примеры достаточно убедительно подтверждают, что из рудоносного раствора одного и того же состава в разных условиях возникают неодинаковые минералы, существенно отличающиеся друг от друга даже на близко расположенных месторождениях.

Очевидно изменение условий отложения минералов в вертикальном направлении является одной из важнейших причин, приводящих к формированию различных по составу минеральных образований.

КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУД РАЗЛИЧНЫХ МЕТАЛЛОВ

Уже первые ученые-геологи понимали, что для совершенствования рациональных поисков и разведки месторождений совершенно необходимо их целенаправленное изучение. А это невозможно без строгой систематики месторождений, объединения их в определенные группы и типы рудных объектов со сходными чертами строения.

Каждая систематика, преследуя определенные цели, базируется на характерных критериях и принципах. На заре появления учения о рудных месторождениях такими критериями, в первую очередь, являлись форма рудных тел, состав руд, состав вмещающих пород, т. е. за основу принимались те черты, которые удавалось наблюдать при геологической съемке площади месторождений, составлении планов размещения рудных тел, прослеженных подземными горными выработками, и при зарисовках рудных тел на поверхности и в горных выработках.

К одной из таких самых первых классификаций относится систематика рудных месторождений Г. Агриколы, изложенная им в трактате о горных породах, рудах и методах их разведки в 1556 г. Затем появились более совершенные классификации, опубликованные в трудах Б. фон Котта (1859 г.) и А. М. Бетмана (1925 г.). Позднее, когда начали складываться представления о способах и путях образования руд различных металлов, появилась возможность перейти к классификациям месторождений, исходя из условий их образования, т. е. в основу их систематики были положены генетические принципы. Такие классификации были предложены В. Линдгреном (1906 г. и 1926 г.), позднее В. А. Обручевым (1929 г.), а затем С. С. Смирновым (1947 г.) и многими его учениками. Наконец, в самое последнее время классификации рудных месторождений различного происхождения на генетической основе были опубликованы одним из авторов (Вольфсон, 1953, 1962), В. И. Смирновым (1976), В. Н. Котляром (1970) и другими исследователями. Авторы настоящей книги систематизируют рудные месторождения, учитывая все упомянутые классификации.

В предыдущих главах была сделана попытка последовательно изложить все те геологические процессы, протекающие во внутренних частях Земли и на ее поверхности, которые приводят к формированию рудных месторождений. Предлагаемая ниже классификация прежде всего строится на учете процессов формирования руд. В результате прежде всего удастся различать месторождения, образующиеся в связи с эндогенными процессами, протекающими в недрах Земли и вызванных ее внутренними силами. Эти месторождения также называют эндогенными.

В отличие от них следует различать большую группу месторождений, возникших на поверхности Земли или вблизи нее в связи с деятельностью поверхностных агентов. Сюда также должны быть отнесены месторождения, образующиеся на дне различных водоемов, включая океаны, моря, озера, болота и реки, а также рудные месторождения, формирующиеся почвенными и приповерхностными водами, циркулирующими в самой верхней части земной коры. Все перечисленные месторождения являются экзогенными.

Анализируя все имеющиеся данные, авторы приходят к выводу, что для классификации месторождений целесообразно учитывать только те эндогенные и экзогенные процессы, которые играют решающую роль при формировании месторождений. При таком подходе среди эндогенных прежде всего следует выделить процессы, непосредственно связанные с остыванием магматических расплавов, а затем переходить к процессам, связанным с поздними продуктами развития таких расплавов.

Следовательно, среди эндогенных месторождений можно выделить следующие группы.

А — магматические, генетически связанные непосредственно с остыванием магматических расплавов;

Б — пегматитовые, связанные с остаточными гранитными расплавами, обогащенными летучими;

В — карбонатитовые, возникающие как при остывании магматических расплавов, так и из отделяющихся от них газов и растворов;

Г — контактово-метасоматические, образующиеся из газов и растворов, отделяющихся от остывающего магматического расплава;

Д — гидротермальные, возникающие из горячих водных растворов, поднимающихся в зону рудоотложения из глубин;

Е — метаморфогенные, формирующиеся в результате мобилизации металлов из вмещающих пород, подвергнутых глубокому изменению

под воздействием температуры и давления, либо при метаморфизме ранее возникших месторождений.

Наиболее многообразны гидротермальные месторождения, возникающие в самых разнообразных условиях. Они образуются при различных давлениях из горячих жидких и газовой-жидких растворов. Кристаллизация рудного вещества происходит на разных глубинах, вплоть до древней поверхности, а в некоторых случаях на дне морей и океанов. Не умаляя значения других факторов рудообразования, авторы в основу классификации кладут принцип разделения гидротермальных месторождений исходя из различия температуры формирования руд. Вероятно целесообразно различать три класса гидротермальных месторождений: 1) высокотемпературные; 2) среднетемпературные; 3) низкотемпературные.

В связи с проявлением в каждом классе этих месторождений отдельных промышленных типов и рудных формаций, возникающих в различных условиях рудоотложения, с целью удобства последовательного рассмотрения примеров таких типов среди класса высокотемпературных месторождений целесообразно выделить тип альбититовых и грейзеновых месторождений, среди среднетемпературных — тип колчеданных, полиметаллических, золоторудных и других, тяготеющих к выходам крупных гранитных массивов, либо связанных пространственно с малыми интрузиями. Среди класса низкотемпературных может быть выделен тип золото-серебряных месторождений, преимущественно пространственно тесно связанных с формированием комплекса эффузивных и экструзивных пород, и тип сурьмяно-ртутных, свинцово-цинковых и медных месторождений, не имеющих прямой связи с магматическими породами.

Экзогенные месторождения также характеризуются многообразием условий образования, причем различные процессы их формирования часто переплетаются. Во многих случаях экзогенный процесс начинается с физического разрушения слабометаллоносной породы или уже существующих руд, перерастает в процесс физико-химического выветривания, который в свою очередь заканчивается химическим выщелачиванием ряда компонентов пород и руд и их отложением в ходе обменных и других химических реакций. Так возникают зоны окисления и вторичного сульфидного обогащения, а также инфильтрационные месторождения. Цикл экзогенных процессов заканчивается отложением химического рудного осадка (процесс рудного осадконакопления) в различных водоемах. Хотя эти экзогенные процессы переплетаются между собой, авторы считают удобным рассматривать их в том порядке, в котором они наиболее часто протекают в природе. При этом целесообразно выделить классы месторождений и называть их по преобладающему процессу, который по существу и обусловил формирование месторождений данного класса. Естественно, что в образовании каждого класса месторождений подчиненную роль играют и другие экзогенные процессы.

Среди месторождений экзогенного происхождения могут быть выделены:

- 1) россыпные месторождения, связанные с процессами механического (физического) выветривания;
- 2) месторождения кор выветривания, возникшие в связи с процессами физического и химического выветривания;
- 3) инфильтрационные месторождения и зоны вторичного обогащения сульфидных месторождений, связанные с процессами окисления и восстановления водами поверхностного происхождения;

4) месторождения осадочного происхождения, возникшие в водоемах в связи с процессами накопления химических рудных осадков, взвесей и коллоидов.

Исходя из принципа последовательного развития эндогенных и экзогенных процессов и проявления генетических типов месторождений, обусловленных каждым из них, предлагается следующая генетическая классификация рудных месторождений.

Месторождения эндогенного происхождения

Группы месторождений:

А — магматические,

Б — пегматитовые,

В — карбонатитовые,

Г — контактово-метасоматические,

Д — гидротермальные, в том числе

1 — класс высокотемпературных месторождений:

а — тип альбититовых месторождений,

б — тип грейзеновых месторождений,

2 — класс среднетемпературных месторождений,

3 — класс низкотемпературных месторождений.

Месторождения экзогенного происхождения

А — россыпные месторождения,

Б — месторождения кор выветривания,

В — зоны окисления и вторичного обогащения сульфидных месторождений,

Г — инфильтрационные месторождения,

Д — месторождения осадочного морского происхождения.

Глава III

МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Среди месторождений, руды которых образовались из магматических расплавов или сменяющих их затем газов и растворов, выделяются три группы: собственно магматические, пегматитовые и карбонатитовые месторождения.

При образовании собственно магматических месторождений руды возникают непосредственно в процессе кристаллизации магматических расплавов. Только небольшая часть рудных минералов, формирующихся в самом конце процесса, кристаллизуется из горячих водных растворов.

По-другому формируются пегматитовые месторождения. Основная часть минералов, слагающих пегматитовые тела — кварц (SiO_2) и различные алюмосиликаты, — образуются из остаточных расплавов, обогащенных летучими компонентами. Но наиболее ценные минералы, входящие в состав руд и содержащие редкие, редкоземельные и радиоактивные металлы, формируются после полной кристаллизации силикатного расплава в связи с поступлением в пегматитовое тело новых порций металлоносных газов и растворов. Этим в основном пегматитовые месторождения отличаются от собственно магматических.

Карбонатитовые месторождения связаны с породами, резко обогащенными кальцитом и другими карбонатами, возникшими в тесной связи с кристаллизацией магматических расплавов. Эти породы обогащены минералами ниобия, тантала, тория, циркония, редких земель и других металлов. Минералы этих редких металлов, обуславливающих основную промышленную ценность карбонатитов, по-видимому, лишь в крайне небольшом количестве возникают при кристаллизации расплавов. Главная их масса образуется позднее, из водных растворов, насыщенных газами. Очевидно породами, являющимися источником руд этих металлов, служат не вмещающие их карбонатиты, а магматические массы, остывшие в более глубоких частях земной коры.

Руды собственно магматических месторождений чаще представляют собой вкрапленность рудных минералов, относительно равномерно распространенных среди породообразующих силикатов и алюмосиликатов. Иногда руды образуют тела, почти сплошь состоящие из рудных минералов. Среди магматических месторождений выделяют две группы, связанные с различными по составу изверженными породами. Одна группа месторождений формируется при кристаллизации расплавов, приводящих к образованию основных и ультраосновных пород, обогащенных магнием и железом. В этих условиях возникают руды хрома, титана, никеля, кобальта, меди, железа, платины и металлов ее группы. Во второй группе месторождений, образующихся при застывании расплавов, обогащенных щелочными металлами и особенно натрием, обуславливающим формирование щелочных пород, концентрируются руды фосфора, редких земель, ниобия, циркония и некоторых других редких металлов.

В используемых промышленностью вкрапленных рудах количество рудных металлов должно быть тем больше, чем меньше стоимость данного металла и его руды. Так, в рудах железа, титана и хрома вкрапленность рудных минералов — магнетита, ильменита и хромита — должна составлять больше половины или около половины объема руды по

сравнению с порообразующими алюмосиликатами. В рудах меди, никеля, редких земель, ниобия и тория вкрапленность рудных минералов может составлять только первые проценты, а содержание платины достигать долей грамма в тонне руды.

Возникновение собственно магматических месторождений хрома, титана, никеля, кобальта, меди, платины и металлов ее группы предопределяется проникновением в верхние горизонты земной коры вначале слабо металлоносных магматических расплавов. Они являются, по-видимому, производными существующей на большой глубине первичной базальтовой магмы. Что же представляет собой такой металлоносный расплав? По современным представлениям — это жидкость сложного состава. Она состоит из легко подвижных катионов, а также анионов, образующих комплексные группы, например, состава Si_nO_m , Al_nO_m , Ti_nO_m . В этом расплаве растворены металлы, которые могут находиться либо в атомарном состоянии, либо в виде сульфидов типа MeS или, по-видимому, даже окислов Me_nO_m . Кроме того, в таком металлоносном расплаве растворены различные газы и компоненты воды, находящейся в надкритическом состоянии.

Руды собственно магматических месторождений и, в частности, хромитовые, платиновые, некоторые медно-никелевые, содержащие золото, платину и металлы ее группы, кристаллизуются непосредственно из тех же расплавов, что и горные породы, вмещающие эти руды. Такие породы по отношению к залегающим среди них рудам являются в полном смысле слова материнскими. Это основные и ультраосновные породы; следовательно, в металлоносных силикатных расплавах главное значение имели магний, железо, в меньшей степени кальций. Эти расплавы характеризовались низкими концентрациями натрия и комплексных анионов типа Al_nO_m , а также резко пониженным содержанием комплексных анионных групп кремния (менее 45% SiO_2).

Титаномагнетитовые руды, сложенные ильменитом и магнетитом, а также частично сульфидные руды меди и никеля возникают из расплавов, дающих при застывании начало основным породам. Очевидно эти расплавы характеризовались (по сравнению с ранее упомянутыми) несколько более высокой концентрацией катионов кальция, натрия, алюминия и кремнекислоты, количество которой достигало уже 50%.

Апатит-магнетитовые и апатит-редкоземельные руды накапливаются преимущественно в породах щелочного состава. Сами же эти породы возникли в результате раскристаллизации силикатных расплавов, отличающихся от рассмотренных ранее повышенным содержанием калия и натрия, относительно умеренным железом и магнием и совсем низким содержанием кальция. Эти расплавы характеризуются также повышенным содержанием комплексных анионных групп $Al_nSi_mO_h$. Содержание кремнекислоты колеблется на уровне 45—50%.

Металлоносные компоненты в магматических расплавах составляют небольшую долю. Очень часто после кристаллизации этих расплавов они так и остаются в породах в рассеянном состоянии и не образуют промышленных руд. Главным условием для возникновения руд является расслоение металлоносных расплавов на слабосмешивающиеся или почти несмешивающиеся магматические жидкости. Одни из них оказываются расплавленными силикатами и алюмосиликатами, а другие представляют собой расплав рудных минералов с небольшим количеством примесей только что упомянутых компонентов. Такое расслаивание магматического расплава на несмешивающиеся жидкости может происходить как в период его подъема, глубоко в недрах, так и тогда, когда он отвоевал себе пространство в верхней части земной коры и

уже практически не перемещался, а начал остывать и переходить в твердое состояние.

Расслоение расплава могут вызывать следующие причины: 1) выпадение капель тяжелого расплавленного металла или затвердевших кристалликов металлических соединений из более легкоплавкой остающейся жидкой силикатной части магмы — кристаллизация и гравитация; 2) снижение растворимости металлов или металлических соединений и отделение от силикатного расплава обособленных капель нерастворимых соединений металлов или жидких сульфидов — ликвация; 3) проникновение катионов металлов и объединение их в виде капель расплавленных металлов — диффузия; 4) перенос металлов газами в верхнюю часть магматического резервуара — эманация; 5) проявление в расплаве, соприкасающемся с холодными вмещающими его породами, активных высоконагретых потоков и течений магмы (именуемых конвекционными), выносящих легкоподвижные компоненты из части расплава — конвекция.

Я. И. Ольшанскому удалось экспериментально установить (1950), что наиболее подвижными в силикатных расплавах являются сульфиды металлов. Скорость движения сульфидного расплава может достигать почти 25 см/мин. Вероятно в природных условиях разделение раннее единого расплава на несмешивающиеся жидкости — силикатную и рудную — обуславливается сразу всеми или несколькими из названных процессов, но чаще при сочетании ликвации и гравитации, или сил кристаллизации и гравитации.

Большинство ученых, изучавших магматические месторождения, (А. Н. Заварицкий, А. Г. Бетехтин, Г. А. Соколов, М. Н. Годлевский, Г. Хесс, А. Бэтман и др.), исходя из времени и условий образования рудных минералов в магматическом расплаве, выделяют три класса таких месторождений: 1) раннемагматические (или сегрегационные); 2) позднемагматические; 3) ликвационные.

РАННЕМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В раннемагматических месторождениях руды образуются в ранний период кристаллизации магмы путем выделения кристаллов рудных минералов из жидкого алюмосиликатного расплава. К раннемагматическим относятся некоторые месторождения убогих вкрапленных руд хрома, ниобия, циркона, месторождения платины, а также алмазов, формирующиеся в специфических ультраосновных породах — кимберлитах. Рудные месторождения этого класса залегают исключительно в ультраосновных породах — дунитах, перидотитах, пироксенитах.

Важнейшую роль в возникновении раннемагматических руд играют процессы кристаллизации и гравитации. Действительно, в раннемагматических месторождениях рудные минералы — хромит, магнетит, лопарит, обладающие плотностью около 5 г/см³, выделяются из расплава раньше порообразующих алюмосиликатов, имеющих плотность от 2,6 до 3,6 г/см³, и тонут в нем, скапливаясь на некоторых уровнях магматического резервуара. Таким путем возникают рассеянная вкрапленность, гнезда и линзы (шлиры) вкрапленных руд. Если же в расплавах проявляются конвекционные потоки, то последние вовлекают рудные минералы в перемещение и фиксируют их положение, приводя к возникновению пластов вкрапленных руд. Например, в одном из массивов щелочных-ультраосновных пород известен пласт, содержащий вкрапленность лопарита — [(Na, Ce, Ca) (Nb, Ti)O₃ — ниобиевая руда]. Толщина пласта составляет первые десятки сантиметров, протяженность —

многие километры. Известен также единственный пример пластов сплошных богатых хромитовых руд, образующих раннемагматические месторождения. Это Бушвельдский массив ультраосновных пород в ЮАР.

ПОЗДНЕМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Позднемагматические месторождения образуются в поздний период кристаллизации магмы путем обособления рудных минералов между решеткой раскристаллизовавшихся ранее алюмосиликатов или при затвердевании поздних остаточных рудных расплавов. В рассматриваемом классе различают месторождения двух главных типов.

Месторождения первого типа, называемые также сингенетическими (т. е. содержащими руды, возникшие позднее, но среди материнских пород, внедренные руды), представлены сравнительно бедными вкрапленными титаномагнетитовыми, медно-титановыми рудами и рудами платиновых минералов. Они всегда залегают в ультраосновных породах. Месторождения второго типа представлены богатыми густо-вкрапленными и сплошными рудами хрома, титаномагнетита и апатита, залегающими в материнских основных, щелочных основных породах, реже сиенитах. Иногда фланги или верхние части этих рудных тел располагаются в породах, перекрывающих материнские, а в ряде случаев вообще оказываются внедренными в перекрывающие породы. Это объясняется тем, что руды рассматриваемого типа месторождений представляют собой продукт инъекции (внедрения) остаточных рудных расплавов в трещины, рассекающие материнские и нередко перекрывающие их породы.

Образование руд сингенетических месторождений объясняется главным образом проявлением в расплаве кристаллизационных и гравитационных явлений. Дело в том что при наличии в расплаве летучих компонентов (газов, гидроксильных и водородных групп воды и др.) первыми из расплава кристаллизуются и выделяются порообразующие минералы — оливин и пироксены. Они образуют своеобразную решетку силикатных и алюмосиликатных минералов, внутри которой сохраняются капельки тяжелого рудного расплава. Оказалось, что силы кристаллизации порообразующих минералов очень велики. Они выталкивают заключенные между минералами и мешающие росту их кристаллов капли рудного расплава. Рудные капли скапливаются в отдельных участках магматического резервуара на некоторых уровнях. Накоплению таких рудных капелек способствуют и гравитационные силы. В результате кристаллизации рудных минералов в материнском интрузиве образуются полосы, зоны и шпиры вкрапленности рудных минералов, а наряду с ней — и тонкие прожилки титаномагнетитовых и медно-магнетитовых руд.

Примером сингенетических месторождений может служить Волковское, расположенное на Урале. Рудные тела на этом месторождении выделяются только опробованием, так как вкрапленность рудных минералов к границам рудных тел становится лишь менее обильной, но всегда отмечается, хотя и в значительно меньшем количестве, за пределами рудных тел. Вкрапленные руды сингенетических месторождений отличаются характерной текстурой. В руде промежутки между четкими кристаллами оливина и пироксена заполнены неправильными зернами титаномагнетита и магнетита, подчиняющимися граням порообразующих минералов и цементирующих их. Такая текстура руд называется сидеронитовой.

Месторождения инъекционного типа образуются в результате внедрения в раскрывшиеся трещины рудных расплавов. К этому типу относятся многие наиболее богатые и крупные месторождения хромитовых, титаномагнетитовых, апатит-магнетитовых и апатит-нефелиновых руд. Какие же причины вызывают инъекцию рудных расплавов? Явления инъекции характерны только для магматических расплавов основного состава, кристаллизующихся в условиях неспокойной тектонической обстановки и трещинообразования. Первоначально в расплаве основного состава, так же как и в сингенетичных месторождениях, происходит кристаллизация главных породообразующих минералов — пироксена, кальциевого плагиоклаза, иногда оливина. При этом из расплава удаляются Ca, Mg, SiO₂, основная масса Al₂O₃ и некоторая часть железа, а в нем остаются и накапливаются не усвоенные алюмосиликатами Fe, Ti, Cr, гидроксильные и водородные группы воды и различные растворенные газы. Магматический расплав, обогащенный соединениями тяжелых металлов и газов, становится сравнительно легкоподвижным и превращается в остаточный рудный расплав, своеобразную рудную магму. Она может состоять из расплавов окислов (например, Fe, Ti, Cr), сульфидов (например, сульфидов железа, меди, никеля и других металлов) или соединений более сложного состава. Остаточные рудоносные расплавы часто возникают в верхних частях небольших выступов кровли крупных интрузивных массивов или в своде последних.

В общем виде инъекция представляет собой проникновение по разрывным нарушениям рудных расплавов (а в некоторых случаях — возникающих из них растворов) в вышележащие горизонты. Образовавшиеся при этом рудные тела приобретают преимущественно плитообразную форму, но контакт их с вмещающими породами различен. В одних случаях контакты резкие, что свидетельствует о заполнении рудной массой разрывов, возникших в остывшей горной породе. В других случаях контакты оказываются нечеткими, расплывчатыми. Это указывает на внедрение рудной массы в еще пластичные, не застывшие породы. В этих условиях рудный расплав частью перемешивался с оставшимися полужидкими, вязкими компонентами породы и частично проникнул в нее.

Инъекция обуславливается сразу несколькими причинами. Одной из них следует считать способность тектонических сил выжимать жидкую магму в раскрытые трещины. При этом необходимо учитывать давление вышележащих горных пород, которое передается на зарождающийся рудный расплав. До тех пор, пока трещины не возникли, рудный расплав, находящийся в виде капелек между ранее раскристаллизованными породообразующими силикатами, не может перемещаться. Трещины в материнском интрузиве могут возникнуть в результате сокращения его объема (контракционные трещины) или в результате воздействия на интрузив внешних тектонических сил. При этом если первые развиваются только в теле интрузива, то тектонические разрывы могут пересечь интрузив и проникнуть далеко вверх в перекрывающие породы. Как только трещины того или другого типа достигнут своими флангами частей интрузива, заключающих рудный расплав, капли его, находящиеся под большим давлением перекрывающих пород, кристаллизационных и тектонических сил, устремляются в полости нарушений и движутся в сторону снижения давления — чаще вверх.

Расплавы, в частности сульфидов, очень подвижны по своей внутренней природе. Они способны проникать буквально в волосовидные трещины, раздвигать стенки трещин и превращать их в сравнительно

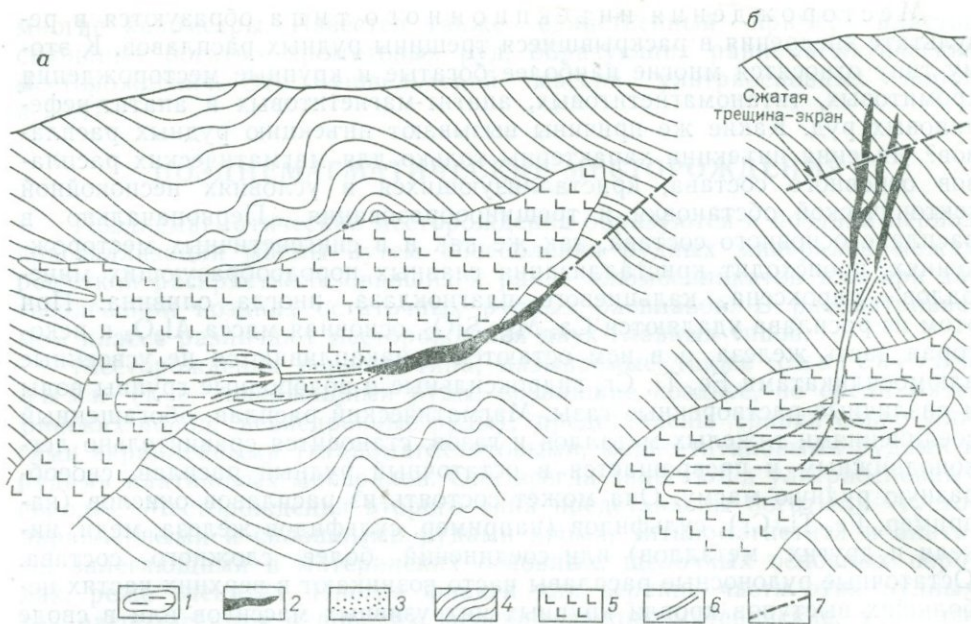


Рис. 43. Схемы, объясняющие образование инъекционных руд:

a — в пологих разрывах, прослеживающихся в подошве рудоносного интрузива; *б* — в крутопадающих разрывах, пересекающих вмещающие породы, залегающие над рудоносным интрузивом. 1 — камера, заполненная отликвировавшим рудоносным расплавом; 2 — жиллообразные залежи богатых массивных руд; 3 — бедная вкрапленность рудных сульфидов в «хвостах» залежей; 4 — породы, вмещающие рудоносный интрузив; 5 — габбро и другие породы основного состава; 6 — раскрывшиеся трещины, в которые поднимается рудоносный расплав (показано стрелками); 7 — сжатые трещины

широкие каналы. По мере подъема по трещинам рудный расплав охлаждается. Особенно резко это проявляется, когда он проникает в менее прогретые породы, перекрывающие материнский интрузив. При этом рудный расплав раскристаллизовывается и дает начало жильным телам сплошных богатых руд. Связь их с остаточными рудными расплавами, выдавленными из межзерновых пространств породы, иногда устанавливается с удивительной наглядностью. Так, на ряде месторождений удается обнаружить, что сплошные рудные жилы постепенно сменяются с глубиной полосой все более редкой и редкой вкрапленности рудных минералов, развитой в материнской магматической породе (рис. 43). Это впервые было установлено А. В. Пэком на Кусинском титаномагнетитовом месторождении на Урале.

Но далеко не всегда в результате инъекции образуются массивные рудные тела. При раскристаллизации сложных остаточных расплавов жидких силикатов и соединений металлов возникают тела, сложенные породой, содержащей богатую вкрапленность рудных минералов. Таковы хромитовые месторождения. В одних случаях здесь образуются жиллообразные, а иногда и столбообразные рудные тела, обычно круто уходящие вглубь. Например, на Кемпирсайском месторождении на Урале жиллообразные тела хромита вытягиваются в длину иногда на несколько километров. Хромитовые же месторождения Македонии представлены цепочками гнезд. К магматическим месторождениям, образовавшимся путем инъекции богатого железом и фосфором остаточного рудного расплава, принадлежит также одно из крупнейших железорудных месторождений мира — Кируна.

ЛИКВАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Процессы ликвации особенно отчетливо проявляются при образовании медно-никелевых месторождений. Ликвационные месторождения размещаются в материнских породах основного состава — габбро, близ-поверхностных габбро, называемых норитами, и в оливиновых диабазах. Изредка рудоносные расплавы, образовавшиеся ликвационным путем, затем инъецируются в раскрытые трещины и частью проникают в породы, подстилающие или перекрывающие материнские.

В силикатных магматических расплавах медь и никель находятся, по-видимому, в форме жидких сульфидов. Вместе с ними в том же расплаве растворены и сульфиды железа, кобальта и некоторых других металлов. В расплаве материнских пород содержатся повышенные количества кальция, магния, железа, алюминия и около 50% кремнезема. Сульфиды железа, меди и никеля в таких расплавах растворяются без остатка только при температуре более 1500 °С. Если же однородный расплав охлаждается и температура его падает ниже этой цифры, то растворимость сульфидов понижается, часть их выделяется в расплаве в виде рассеянных в нем мельчайших капель.

Норвежский ученый И. Х. Фогт установил, что когда температура охлаждающегося расплава достигает 1170 °С, из него выделяются все ранее растворенные в нем сульфиды. Они могут долго оставаться жидкими, так как температура кристаллизации их намного ниже, чем силикатов магматического расплава.

Выделение сульфидов может быть вызвано и другими причинами. Так, снижение температуры однородного расплава иногда приводит к кристаллизации силикатов, содержащих магний. Такие силикаты выделяются из расплава, который в связи с этим заметно обогащается остающимися в нем кальцием, алюминием и частичной кремнеземом. Подобные изменения в составе расплава отражаются на растворимости сульфидов. Она заметно снижается, и сульфиды вслед за выделяющимися кристаллами магнезиальных силикатов обособляются в виде капель сульфидной жидкости.

Первоначальный состав металлоносной магмы сильно влияет на состав сульфидной жидкости. М. Н. Годлевский (1968) показал, что в магматических расплавах, содержащих повышенное количество железа при низкой концентрации магния, а также в расплавах, способных поглощать и растворять горные породы, обогащенные Al_2O_3 и SiO_2 , ликвация происходит значительно быстрее, энергичнее, полнее. Особенно интенсивно она протекает в магматических телах, застывающих неглубоко от поверхности земли. М. Н. Годлевский установил также, что при высокой концентрации серы в магматическом расплаве выделяются капельки сульфида железа. В нем оказываются растворенными сульфиды никеля, меди, цинка и др. (неблагоприятный ход ликвации). Когда содержание серы не очень высокое, в силикатном расплаве появляются сульфидные капельки смешанного состава, включающие соединения железа, меди и никеля. Такой ход ликвации особенно благоприятен для образования промышленных медно-никелевых месторождений.

С отделившимся от силикатной жидкости расплавом сульфидов при понижении температуры иногда происходят интересные превращения. По мере затвердевания силикатов, обособления капелек сульфидной жидкости и их частичной кристаллизации концентрация компонентов воды в оставшейся части рудного расплава возрастает. Вода постепенно переходит в пар и растворяется в сульфидной жидкости, превращая расплав сульфидов в концентрированный раствор. Из этого

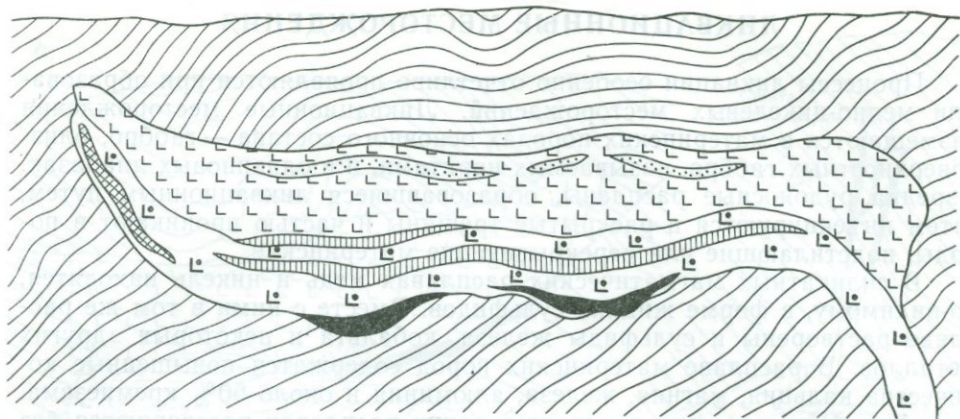


Рис. 44. Схема размещения залежей медно-никелевых руд магматического происхождения в рудоносном интрузиве (разрез).

1 — верхние линзообразные залежи убоговкрапленных (бедных медью) пирротиновых руд; 2 — нижние пластовые залежи густовкрапленных сравнительно богатых медью никелевых руд; 3 — боковые линзообразные залежи густовкрапленных медно-никелевых руд; 4 — донные залежи сплошных массивных богатых руд (ликвационно-гравитационного происхождения); 5 — породы, вмещающие рудоносный интрузив; 6 — близповерхностные габбро (габбро-долериты); 7 — пирроксениты

раствора вначале кристаллизуется пирротин, а затем пентландит и халькопирит.

На ряде медно-никелевых месторождений, таких, как Мончегорское (Кольский полуостров), Норильское (север Сибири), на некоторых месторождениях района Седбери (Канада), вкрапленные руды образуются после завершения ликвации и последующего накопления рудных капелек в силу явлений гравитации. Следовательно, гравитационное обособление, слипание и погружение капелек рудного расплава представляет собой как бы естественное продолжение процесса ликвации. Оба названных процесса обуславливают возникновение главной массы промышленных руд меди и никеля, не покидающих материнскую силикатную породу. Крупные скопления расплавленных сульфидов погружаются в нижнюю часть магматического резервуара и образуют достаточно густую рудную вкрапленность, залегающую в форме линз или пластовых залежей. Из оставшихся на месте ликвации мельчайших капелек возникают вкрапленные руды, характеризующиеся низким содержанием никеля и меди.

Отделение рудных капель от расплава и их последовательное погружение может повторяться несколько раз, что обуславливает возникновение многоярусных рудных залежей. При этом самые верхние рудоносные пласты и линзы в основном содержат вкрапленность пирротина, не имеющего существенной ценности. Средние залежи наряду с пирротином несут богатую вкрапленность пентландита и халькопирита, а самые нижние наиболее обогащены халькопиритом. Они установлены в углублениях магматического резервуара и называются донными залежами (рис. 44). Рассмотренные месторождения можно отнести к типу гравитационно-ликвационных.

На некоторых месторождениях сложная история формирования медно-никелевых руд, проявляющихся в период активной тектонической деятельности, заканчивается инъекцией сульфидного расплава в образующиеся разрывные нарушения. Возникает другой тип месторожде-

ний — месторождения ликвационно-инъекционного происхождения. Некоторые рудные тела этих месторождений контролируются трещинными нарушениями. Нередко рудные тела наблюдаются за пределами материнских пород. Среди рудных тел распространены крутопадающие или пологозалегающие жилы и более сложные рудные залежи. Например, крутопадающие сульфидные жилы сплошных пирротин-пентландит-халькопиритовых руд установлены в пироксенитах и перидотитах на месторождении Ниттис-Кумужья-Травяная в Мончегорском районе Кольского полуострова.

На этом же полуострове в районе Печенги известны рудные залежи, залегающие в разрывах, проходящих по контакту массивов основных пород и сланцев. Залежи эти, имеющие линзообразную форму, иногда проникают в сланцы и образуют в них так называемые брекчиевые руды (обломки сланцев, сцементированные сульфидами). По представлениям М. Н. Годлевского, металлоносные расплавы в районе Печенги проникали далеко вверх в земную кору. Они достигали уровней, расположенных примерно в 1—1,5 км от древней поверхности Земли. В этих условиях происходил резкий спад давления, что вызывало вскипание расплава, содержащего растворенные соединения железа, никеля, меди и других металлов, а также газы и летучие компоненты воды. Эти летучие компоненты устремлялись в трещины, расположенные в вышележающих породах, и переносили рудные соединения. Выпадение сульфидов железа, никеля, меди в трещинах происходило при снижении температуры газов и паров воды и превращении последних в водные растворы.

ПРИМЕРЫ СОБСТВЕННО МАГМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

К собственно магматическим месторождениям, как уже упоминалось ранее, относятся месторождения хрома, титана, медно-никелевых руд, платины, железа, а также некоторых редких элементов.

Все хромитовые месторождения залегают среди ультраосновных пород. Однако раннемагматические месторождения резко отличаются по строению от позднемагматических. Первые представляют собой исключительно выдержанные на большом расстоянии пластообразные тела, залегающие в основании разделенных на слои (расслоенных) ультраосновных пород. Такие месторождения известны в Южно-Африканской Республике. Здесь находится огромный Бушвельдский массив ультраосновных пород, разместившийся в осадочных породах древней платформы, вытянутый с востока на запад на 480 км при ширине 250 км. В основании этого массива залегают расслоенные ультраосновные породы, преимущественно сложенные одним пироксеном (бронзититы), либо только оливином (дуниты) или одним плагиоклазом (анортозиты). Среди этих пород залегают серия пологопадающих пластов хромитов мощностью от нескольких десятков сантиметров до 1 м (редко до 4 м), которые прослеживаются на протяжении многих километров. Среднее содержание Cr_2O_3 в рудах 43%. В верхней части расслоенной пачки рудоносных ультраосновных пород залегают так называемый горизонт Меренского также магматического происхождения, несущий платиновое и никелевое оруденение.

Все остальные хромитовые месторождения относятся к позднемагматическим и залегают среди ультраосновных пород, прорвавших слоистые толщи, смятые в складки. Руды с богатым содержанием хро-

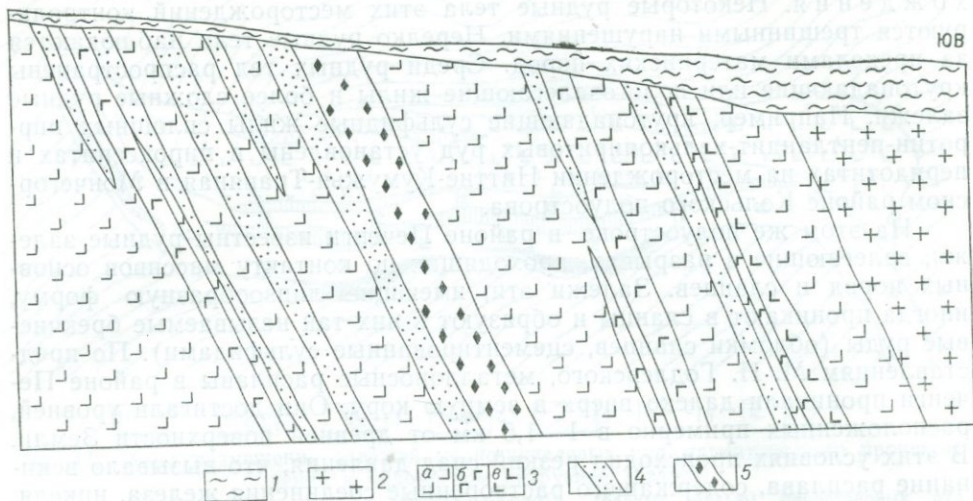


Рис. 45. Схематический геологический разрез одного из месторождений вкрапленных ильменитовых и титаномагнетитовых руд Кусинской группы. По Л. Ф. Борисенко (1974 г.).

1 — современные отложения; 2 — плагиограниты; 3 — различные разновидности габбро: а — обогащенные пироксеном (темной окраски), б — обогащенные полевым шпатом (светлой окраски), в — крупнозернистые; 4 — вкрапленные титаномагнетитовые руды; 5 — вкрапленные ильменитовые руды

ма, идущие в металлургическую промышленность, обычно залегают в дунитах, а с низким содержанием хрома — в пироксенитах и других разновидностях ультраосновных пород.

В СССР месторождения с богатым содержанием хрома выявлены в конце 30-х годов на самой южной оконечности Урала. Здесь среди измененных дунитов Кемпирсайского массива обнаружены линзо-, жилло- или пластообразные рудные тела. Они размещаются в рудоносном горизонте дунитов, образующем несколько пологих сводов, и залегают в их осевых частях. Мощность отдельных рудных тел 40—80 м. Значительно по масштабам хромитовое месторождение Даг-Арди, залегающее в дунитах Северо-Западной Турции. Рудные тела этого месторождения вытягиваются в длину до 300 м при мощности 25 м и более.

Магматические месторождения титана характеризуются развитием комплексных железо-титановых руд — титаномагнетитов, в составе которых находится магнетит (Fe_3O_4), включающий пластинки ильменита ($FeTiO_3$). Титаномагнетитовые руды преимущественно залегают в массивах пород основного состава — габбро, габбро-норитах и др. Титан образует также скопления в щелочных породах, где он концентрируется не только в титаномагнетите, но также в лопарите и других минералах. Рассматриваемые титановые месторождения известны во многих провинциях Советского Союза и в том числе на Урале. Эти месторождения находят также в Канаде, США, Африке, Индии и других странах.

В качестве примера рассмотрим наиболее детально изученное Кусинское титаномагнетитовое месторождение на Южном Урале. Залегают это месторождение в вытянутом в меридиональном направлении массиве габбро. Вместе с перекрывающими гнейсами и подстилающими его мраморами массив погружается на восток под углом 50° . Титаномагнетитовые рудные залежи приурочены преимущественно к центральной части массива. Они имеют жиллообразную форму и так же, как и

весь массив падают на восток (рис. 45). Средняя мощность главных залежей около 3 м. Руды сложены магнетитом (60—70%), ильменитом (20—30%) и сопровождающими их пороодообразующими минералами, содержат также гематит (Fe_2O_3) и пирит.

Ранее предполагали, что рудные тела возникли в результате инъекции рудной магмы в разрывные нарушения. Однако В. С. Мясников (1959) пересмотрел это представление и доказал, что титаномagnetитовые рудные тела залегают в форме пласта, согласного с вмещающими породами. В целом Кусинское месторождение является древним (1100 млн. лет), раннемагматическим, подвергнутому впоследствии метаморфизму, приведшему к укрупнению ильменита, приобретшего округлую форму.

Медно-никелевые месторождения сложены комплексными рудами, содержащими кроме никеля и меди кобальт, входящий в состав пентландита, а также некоторые другие редкие металлы, образующие самостоятельные минералы.

Типичным примером ликвационных медно-никелевых месторождений является Норильская группа месторождений, находящаяся на севере Сибири. Месторождение было открыто еще в 20-х годах специальной экспедицией, работавшей по указанию В. И. Ленина по выявлению горючих ископаемых для Северного морского пути. Были найдены образцы медно-никелевых сульфидных руд. Ценность этого открытия в научном и практическом отношении высоко оценил известный геолог Н. К. Высоккий, по настоянию которого вскоре начались геологоразведочные, а затем и эксплуатационные работы. Уже в 1933—1935 гг. было закончено строительство обогатительной фабрики и с помощью открытого карьера и подземным способом началась эксплуатация руд. Открытие, оценка и промышленное освоение богатств Норильска не закончились в годы предвоенных пятилеток, а продолжают и в настоящее время. В 60-х годах в Норильском районе были открыты, а в последние годы промышленно освоены Талнахское, Хараэлахское, а также Октябрьское месторождения.

Сульфидное медно-никелевое оруденение на месторождении Норильск-1 сформировалось в подошве интрузивного тела, сложенного габбро-диабазами, застывшими недалеко от поверхности. Это интрузивное тело по форме напоминает корытообразную залежь с крутыми бортами (рис. 46). Интрузивное тело внедрялось, пересекая в очень

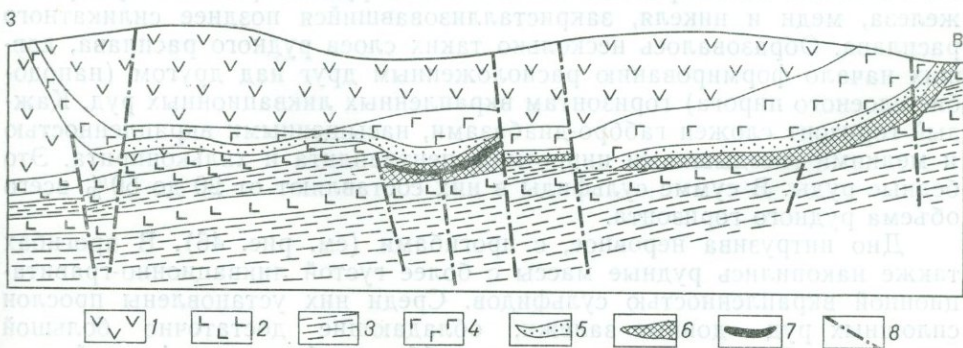


Рис. 46. Упрощенный разрез медно-никелевого месторождения Норильск-1. Составлен по материалам А. В. Тарасова.

1 — эффузивные породы; 2 — базальты; 3 — песчаники и глинистые сланцы; 4 — интрузивное тело Норильск-1, сложенное расслоенным (дифференцированным) габбро близповерхностного происхождения; 5 — ликвационные убогие вкрапленные руды, развитые в интрузивном теле; 6 — преимущественно инъекционные густовкрапленные сравнительно богатые руды в породах, подстилающих интрузивное тело; 7 — богатые сплошные инъекционные руды; 8 — разрывные нарушения

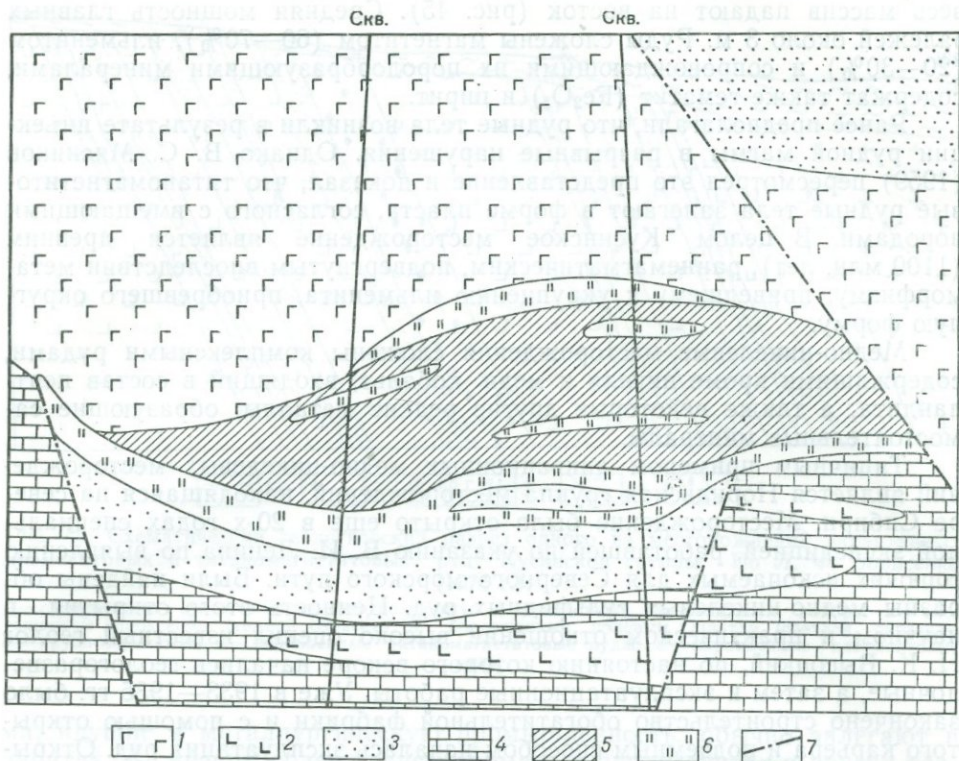


Рис. 47. Разрез медно-никелевых инъекционных руд месторождения Талнах.
По В. Н. Котляру (1970).

1 — расслоенные габбро близповерхностного происхождения различного состава; 2 — то же, нерасслоенные; 3 — песчаники; 4 — известняки и ангидриты; 5 — залежь сплошных сульфидных руд инъекционно-магматического происхождения; 6 — породы, претерпевшие магматически-метасоматические преобразования при инъекции рудной магмы; 7 — разрывные нарушения

косом направлении пологозалегающие слои различных эффузивных и осадочных пород. При внедрении тело расслоилось на полосы различного состава. Некоторые из них включали рудный расплав сульфидов железа, меди и никеля, закристаллизовавшийся позднее силикатного расплава. Образовалось несколько таких слоев рудного расплава, давших начало формированию расположенным друг над другом (наподобие слоеного пирога) горизонтам вкрапленных ликвационных руд. Каждый горизонт сложен габбро-диабазами, насыщенными вкрапленностью и мелкими гнездышками пирротина, пентландита и халькопирита. Это бедные руды. В сумме сульфиды в них составляют от 20 до 50% всего объема рудного горизонта.

Дно интрузива неровное, с прогибами (см. рис. 46). В прогибах также накопились рудные массы с более густой ликвационно-гравитационной вкрапленностью сульфидов. Среди них установлены прослои сплошных руд — донные залежи, обладающие достаточно большой мощностью. При внедрении массива габбро-диабазов сульфидный расплав, находившийся в его подошве, частично проник в подстилающие вмещающие породы. В них возникли вкрапленность и тонкие прожилки сульфидов, а в некоторых трещиноватых участках песчанико-сланцевых пород также и линзы сплошных руд. Мощность прожилково-вкрапленных рудных тел в слоистых породах под интрузивом нередко

превышает мощность вкрапленных руд, расположенных выше, в подошве самой интрузии.

Примером магматических месторождений, возникших путем глубинной ликвации и инъекции, является Талнахское, находящееся вблизи от месторождения Норильск-1. На Талнахском месторождении руденосный расплав образовался ликвационным путем на глубине, в магматическом очаге. Первоначально из очага внедрился расплав, образовавший крупное тело габбро-диабазы, застывшего в близповерхностных условиях. Интрузив проник в днище пологой синклинальной складки, в результате чего этот участок складки оказался тектонически нарушенным. В дальнейшем в разрывы, возникшие на границе подошвы тела габбро и подстилающих его песчаников, прорвался руденосный расплав. Раскристаллизовавшись, расплав образовал залежь сплошных сульфидных руд (рис. 47). Выше, в теле материнского интрузива габбро образовалось несколько слоев более бедных вкрапленных ликвационных руд (на рис. 47 не показаны). На участках, где мощность материнского интрузива заметно увеличивается, толщина слоев вкрапленных руд максимальна. В инъекционных рудных слоях, расположенных недалеко от подошвы интрузива, сульфиды меди, никеля и железа составляют до 40—50% объема породы, а в более верхних слоях вкрапленных руд количество сульфидов снижается до 10—20%.

Залежь сплошных инъекционных руд, заключающая главные запасы их на месторождении, расположена не только между песчаником и габбро, но на отдельных участках целиком залегает в подстилающих песчаниках и содержит их обломки. В верхней и средней частях залежи преимущественно распространены пентландит, халькопирит, пирротин, ближе к флангам — кроме того кубанит (CuFe_2S_3). В нижней части залежи в рудах почти отсутствует пирротин, поэтому эти руды отличаются повышенными содержаниями никеля и меди. В качестве одной из особенностей залежи следует указать на относительно большую ее мощность.

В СССР важные месторождения этого типа находятся также на Кольском полуострове. Из месторождений зарубежных стран должны быть отмечены Седбери в Канаде и Бушвельд в ЮАР.

ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Пегматиты представляют собой очень своеобразные минеральные образования, сложенные агрегатами крупных минералов, относящихся к алюмосиликатам. Залегают они внутри материнских интрузивных пород, либо во вмещающих эти интрузивы породах, но вблизи их контакта. Состав минералов, слагающих пегматиты, сходен с составом породообразующих минералов, развитых в материнских породах. Проведенные исследования показывают, что пегматиты, залегающие в гранитах, т. е. в породах, богатых кварцем и калиевым полевым шпатом ($KAlSi_3O_8$), также сложены этими же минералами. Пегматиты, развитые в щелочных породах, сложенных нефелином ($NaAlSiO_4$), эгирином ($NaFeSi_2O_6$), арфведсонитом ($Na_3Fe_4(OH)_2Si_4O_{11}$), также содержат в своем составе все эти минералы. То же относится к пегматитам, связанным с основными породами — габбро. В составе последних преобладают основной плагиоклаз и пироксен.

В связанных с габбро пегматитах основное значение имеют эти же минералы. Однако в отличие от материнских пород пегматитовые минералы представлены значительно более крупными кристаллами. Обычно они взаимно проникают друг в друга или один минерал равномерно прорастает и пронизывает другой. При этом прорастающие кристаллы, как правило, ориентируются в одном направлении. Это особенно характерно для гранитных пегматитов, в которых возникают своеобразные структуры, рисунок которых напоминает древнееврейские письмены. Такая структура получила название пегматитовой, или графической. Интересно, что в самых различных гранитных пегматитах количество кварца и полевого шпата, образующих графическую структуру, всегда остается одним и тем же — кварц составляет 26%, а полевые шпаты 74%. Размеры кристаллов этих минералов измеряются многими сантиметрами, в то время как в материнской породе, например в граните, кристаллы полевого шпата редко достигают в длину 1 см.

В природе наблюдается несколько разновидностей пегматитовых тел. Одни из них не имеют резких границ с материнской породой сходного состава. В таких пегматитах от центра к границам размер кристаллов полевых шпатов постепенно уменьшается и, наконец, сравнивается с размером этого минерала в интрузивной породе. Кварц равномерно, в виде призматических кристаллов пронизывающий полевой шпат пегматита, постепенно сменяется зернышками неправильной формы, распространенными в материнской породе. Так пегматит постепенно переходит во вмещающую породу.

Другая разновидность пегматитовых тел характеризуется резкими, довольно прямолинейными границами. Исследователи подметили, что такие пегматиты залегают в разрывных нарушениях. Однако кроме резких границ, они практически ничем не отличаются от тел первой разновидности. В обоих случаях пегматиты имеют один и тот же состав — кварц, полевые шпаты, слюды, иногда темноцветные кальциево-магнезио-железистые алюмосиликаты. Такие образования принято называть пегматитами первичной кристаллизации. Сколь-либо повышенных концентраций рудных минералов в этих пегматитах обычно не встречается. Образовались они, по данным академика

А. Е. Ферсмана (1940), в результате кристаллизации остаточных расплавов, обогащенных летучими. Последние способствовали, с одной стороны, росту очень крупных кристаллов минералов, а с другой — возникновению этих минералов при минимально возможной температуре, соответствующей эвтектике кварца и калиевого полевого шпата в упомянутых выше соотношениях (26% кварца и 74% полевого шпата).

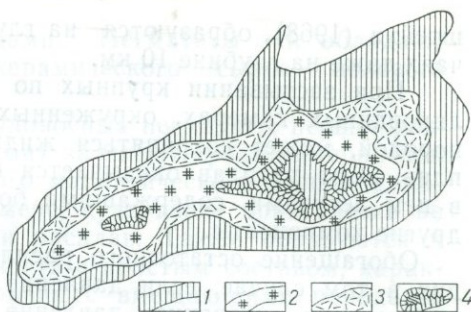


Рис. 48. Строение пегматита в плане. По В. Н. Котляру (1970).

1 — зона калиевого полевого шпата (микроклина); 2 — зона кварца, содержащего прозрачную слюду — мусковит; 3 — зона кварца, содержащего розовую и фиолетовую литиевую слюду — лепидолит; 4 — зона кварца

Руды металлов — лития, бериллия, ниобия, тантала, редких земель, частично олова, тория и др. — распространены в третьей разновидности пегматитов более

сложного состава. Эти тела также характеризуются резкими контактами, но отличаются тем, что в них в пределах относительно широкой каймы, прослеживающейся вокруг ядра пегматита, развита целая серия минералов, располагающихся в виде полос или зон. Например, по краю пегматитового тела развита зона полевого шпата, следующая зона по отношению к средней его части представлена кварцем и прорастающей его прозрачной белой слюдой-мусковитом, далее ближе к центру пегматита появляется зона лиловой или розовой слюды, содержащей литий и называемой лепидолитом (рис. 48). Ядро таких пегматитов часто сложено или чистым кварцем, или скоплением крупных кристаллов калиевого полевого шпата.

В рассматриваемой третьей разновидности пегматитов лишь иногда наблюдается взаимное прорастание одного минерала другим. Чаще здесь выявляются протягивающиеся на всю длину пегматитового тела каймы или зоны шириной в доли метра или даже несколько метров, сложенные одним или двумя минералами, нередко не встречающимися в материнской породе. Да и само понятие материнской породы не всегда может быть применено к таким рудоносным пегматитам. Дело в том что одни из зональных пегматитов действительно встречаются внутри материнских магматических пород. Однако другие пегматиты вытягиваются вдоль протяженных разрывных нарушений, пересекая различные породы — не только граниты, но и различные прорванные ими осадочные, метаморфические и другие породы, причем такие пегматиты в ряде случаев удаляются от гранитных массивов на достаточно большое расстояние.

Для более подробной характеристики пегматитов рассмотрим сначала условия образования нерудных пегматитов сравнительно простого состава, а затем проанализируем происхождение и более сложных пегматитов.

ОБРАЗОВАНИЕ НЕРУДНЫХ ПЕГМАТИТОВ ПРОСТОГО СОСТАВА (ПЕРВИЧНОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ)

Возникновение пегматитов начинается с периода застывания в земной коре крупных масс магматических расплавов, не достигших земной поверхности. Пегматиты, по данным А. И. Гинзбурга и Е. М. Эп-

штейна (1968), образуются на глубине от 3 до 8 км, в отдельных случаях даже на глубине 10 км.

При застывании крупных по объему магматических масс, в изолированных камерах, окруженных со всех сторон уже затвердевшей породой, может сохраняться жидкий остаточный магматический расплав. Этот расплав оказывается сильно насыщенным накопившимися в нем летучими, содержащими бор, фтор, хлор, фосфор, CO_2 , воду и другие компоненты.

Обогащение остаточного расплава газовой составляющей происходит в том случае, если давление пород, залегающих над расплавом, превосходит внутреннее давление летучих компонентов, находящихся внутри остаточного расплава. В то же время камеры, заполненные этим расплавом, должны представлять собой закрытую систему, а разрывные нарушения, по которым летучие могли бы подниматься до земной поверхности, не проникать в эти камеры. Хорошо известно, насколько велико внутреннее давление перегретого пара. Оно заставляет вращаться турбины электростанций, движет поршни паровозов и двигателей на пароходах, заставляет работать различные паровые машины. В магматическом же расплаве газы, составляющие воду, перегреты до громадной температуры, достигающей 1000°C и более. Естественно, что внутреннее давление их является очень высоким. Если же его недостаточно для того, чтобы вырваться из магматического резервуара, газы постепенно скапливаются в небольшом объеме остаточного расплава, сохраняющегося в жидком виде. Такой остывающий расплав, насыщенный летучими компонентами, долго сохраняется в виде жидкости. Он начинает застывать не при температурах около 1000°C , как это происходит с материнской магмой, а при значительно более низких — около $600\text{--}700^\circ\text{C}$.

При раскристаллизации остаточного пегматитового расплава в довольно строгой пропорции выделяются алюмосиликаты (полевые шпаты) и кварц, кристаллы которых взаимно прорастают. Поскольку из расплава извлекается значительное количество компонентов, связывающихся в порообразующие минералы и, в частности, натрий, кальций, глинозем, кремнезем и др., в оставшейся части его непрерывно возрастает доля паров воды и растворимых летучих компонентов. В конечном итоге при общем значительном снижении температуры, в интервале $500\text{--}250^\circ\text{C}$ расплав настолько обводняется, что перерождается в раствор, насыщенный газами. Таким путем образуются пегматиты первичной кристаллизации.

Можно выделить пегматитовые тела двух разновидностей. Пегматиты первой разновидности, постепенно переходящие в заключающую их материнскую магматическую породу, возникают в условиях спокойной геологической обстановки. Вероятно они являются одними из наиболее ранних пегматитовых образований, наиболее близких по времени формирования к периоду застывания материнской магматической породы.

Пегматиты второй разновидности образуются после застывания основной части магматического расплава, в период формирования разрывных нарушений под действием внутренних сил Земли или в связи с сокращением объема охлаждающейся материнской породы. Разрывные нарушения, проникая внутрь земной коры, достигают изолированных камер, заполненных остаточным магматическим расплавом. Последний, находясь под большим давлением, устремляется в эти разрывы, раздвигает их, поднимается вверх и здесь раскристаллизовывается в трещинных полостях в виде пегматитов, обладающих резки-

ми границами с вмещающими породами. Пегматиты эти обладают промышленными концентрациями керамического сырья — полевого шпата и кварца.

Кратко рассмотренные ранее нерудоносные пегматиты первой разновидности (с постепенными контактами) залегают среди материнской породы. Они образуются только из того магматического расплава, который находился в изолированной камере, куда извне практически не поступал какой-либо раствор, газ или расплав. Также образуются и нерудные пегматиты второй разновидности с простым составом, характеризующиеся проявлением четких границ с вмещающими породами. Они отличаются от первых главным образом тем, что образующий их остаточный пегматитовый расплав перемещался из ранее существовавших изолированных камер в разрывные нарушения. Если эти разрывы не выходили за пределы материнских магматических пород, пегматиты второй разновидности так и застывали в них. Но часто эти разрывы распространялись далеко за пределы материнских пород. В этом случае остаточный пегматитовый расплав перемещался на значительное расстояние и затвердевал далеко от породившей его магматической породы. Если же в пегматиты второй разновидности из глубин проникали металлонносные газы и растворы, приносящие с собой рудные компоненты, то эти минеральные образования превращались в рудоносные пегматиты третьей разновидности.

Рассмотрим подробнее условия формирования третьей разновидности пегматитов.

ОБРАЗОВАНИЕ РУДНЫХ ПЕГМАТИТОВ С ЗОНАЛЬНЫМ СТРОЕНИЕМ

Образование рудоносных пегматитов представляет в первую очередь существенное усложнение пегматитового процесса. Превращение пегматитов простого состава в рудные пегматиты сложного состава происходит при существенном дополнительном поступлении летучих компонентов и растворов из более глубоких, еще не застывших частей материнских интрузивов. В начале процесса трещинные полости, вмещающие пегматитовый расплав, до этих глубоких частей интрузивов не достигали.

Поступление растворов внутрь пегматитовых тел происходило после новых тектонических подвижек, которые приводили к частичному дроблению пегматитов. В результате создавались благоприятные условия для химических реакций между поступающими из глубин летучими компонентами и растворами и ранее сформированными минералами пегматита. Именно в это время и происходит формирование целого ряда новообразованных минералов, в том числе минералов редких металлов. Минералы, слагающие возникшие раньше простые пегматиты, в частности кварц и полевые шпаты, развитые в виде взаимнопроросших кристаллов, остаются только в виде отдельных островков среди поля возникших новых минералов. Последние в пегматитовом теле накапливаются в виде отдельных зон. При этом каждая из зон слагается одним или двумя минералами.

Например, на краю пегматита (рис. 49) хорошо видна полоса кварца с вкрапленными в нем чешуйками и пластинками белой прозрачной слюды — мусковита ($KAl_3(OH)_2Si_3O_{10}$). С внутренней стороны эта полоса слюды как бы выстлана каймой крупных серовато-белых с зеленым оттенком кристаллов сподумена ($LiAlSi_2O_6$). Этот минерал представляет собой главную литиевую руду. Кристаллы его достигают

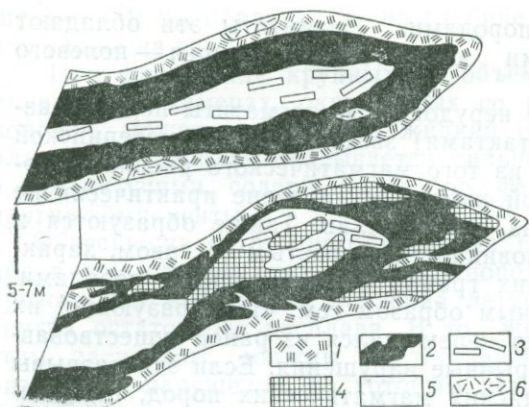


Рис. 49. Два горизонтальных среза зонального сподуменового (литиевого) пегматита. На нижнем срезе хорошо видно, что полосы, сложенные сподуменом, пересекают ранее образовавшуюся зону калиевого полевого шпата и кварц-слюдистую зону.

Зоны: 1 — кварц-слюдистая; 2 — сподуменовая; 3 — кварц-сподуменовая; 4 — калиевого полевого шпата (микроклина); 5 — кварцевая; 6 — грейзеновая

которые также служат отличительным признаком рудоносных пегматитов. Например, на пегматитовом месторождении Кайстон в США были обнаружены гигантские кристаллы сподумена длиной в 16 м, толщиной в 1 м и массой около 90 т. В Южной Африке в пегматитах местности Намакваленде были встречены зеленатые кристаллы берилла ($\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$) массой в 30 т, колумбита ($\text{Fe, Mn} \cdot \text{Nb}_2\text{O}_6$) массой до 1 т и т. д. Чаше гигантские кристаллы залегают в средних зонах пегматитов и в верхних частях этих тел.

Скопления рудоносных пегматитов нередко обнаруживаются в породах, залегающих над плоской кровлей массивов материнских магматических пород. Над их очень крупными телами, среди метаморфических и осадочных отложений, а частью и в материнских породах устанавливаются протяженные пояса многочисленных пегматитовых жил. Наиболее обильно пегматиты развиты в докембрийских магматических и метаморфических породах, возраст которых 600 млн. лет и более. По мере того как возраст материнских магматических пород становится все более молодым, количество пегматитов в них неуклонно сокращается. Например, в породах кайнозойского возраста, возникших несколько десятков миллионов лет назад, встречаются лишь единичные пегматитовые тела.

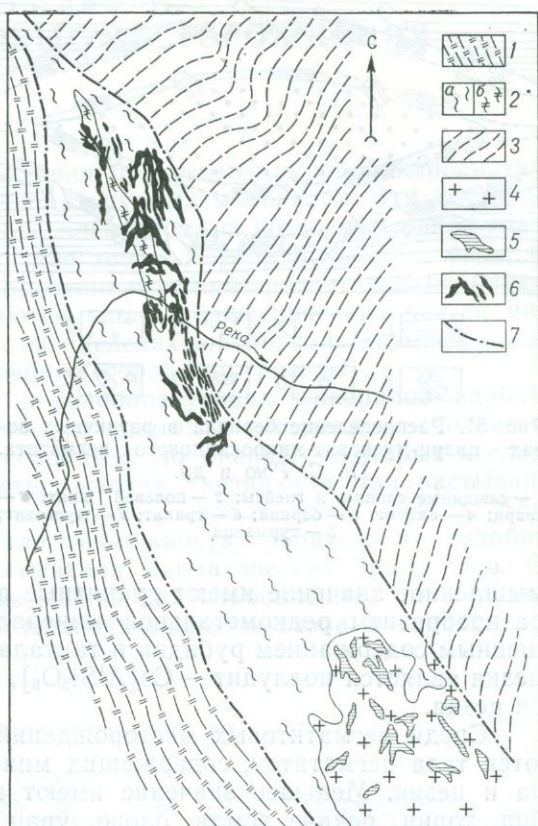
В качестве примера кратко рассмотрим одно из литиевых пегматитовых месторождений Советского Союза, образовавшееся примерно 1100 млн. лет назад. Месторождение представляет собой скопление пегматитовых тел, содержащих в обилии сподумен. Сподуменовые пегматиты залегают в полосе древних метаморфических пород — амфиболитах, отделенных от других разновидностей пород разломами (рис. 50). В амфиболитах, в 2 км к юго-востоку от месторождения, расположен материнский интрузив гранитов, в котором распространены безрудные кварц-полевошпатовые пегматиты. Литиевые пегматиты тяготеют к Восточному разлому.

Последний проникал, по-видимому, в затвердевающий материнский интрузив, содержащий камеры с остаточным пегматитовым расплавом.

в пегматитах 7—10 и даже 20—50 см в длину. Еще ближе к центральной части пегматитового тела развита зона кристаллов сподумена и кварца. Ядро пегматитового тела сложено скоплениями кварца, в котором кое-где обнаруживаются гнездышки микроклина. Этот минерал пронизывается кристаллами кварца, представляющими собой остатки пегматита, возникшего из пегматитового расплава. Все остальные минералы в пегматитовом теле представляют результат обменных химических реакций между затвердевшими из расплава минералами и поступившими позднее металлоносными газами и растворами. В этих условиях возникают иногда очень крупные кристаллы,

Рис. 50. Упрощенный схематический план одного из месторождений литиеносных (сподуменовых) пегматитов. Составлен по материалам И. Н. Тимофеева.

1 — гнейсы; 2 — амфиболиты рассланцеванные (а) и массивные (б); 3 — известняки, сланцы, конгломераты; 4 — материнские граниты (показаны схематично); 5 — безрудные кварц-полевошпатовые пегматиты (показаны схематично); 6 — рудные литиеносные (сподуменовые) пегматиты; 7 — разломы



Расплав как бы «всасывался» в разлом, проникал далеко на север и вверх от материнской породы и заполнял трещины, расположенные вблизи разлома. Они были крутые, но ориентированы вдоль и в поперечном направлении к разлому. В этих трещинах образовались сначала кварц-полевошпатовые пегматиты. Они имели сложную конфигурацию в плане и были выдержаны на глубину. С течением времени поступление расплавов сменилось проникновением по разлому высокотемпературных концентрированных натрово-кремнистых растворов, содержащих литий. Из них, частично заместив полевошпатовые агрегаты, выросли кристаллы сподумена длиной до 10—20 см. В результате в ранее безрудных пегматитах возникли широкие и протяженные зоны, насыщенные кристаллами алюмосиликата лития. Этот минерал в пегматитах развит на глубину нескольких сотен метров.

Среди бериллоносных пегматитов особо важное значение имеют следующие разновидности: 1) блоковые и полнодифференцированные мусковит-микроклиновые гранитные пегматиты; 2) замещенные мусковит-альбитовые и альбитовые гранитные пегматиты; 3) замещенные сподумен-альбитовые и лепидолит-альбитовые пегматиты. В первом из этих типов пегматитов берилл обычно полностью или большей частью залегает в блоковом кварце и отличается хорошо образованными длиннопризматическими кристаллами (рис. 51).

Во втором типе пегматитов преобладает альбитовая зона. Берилл здесь находится во внешней зоне пегматитового тела или же вокруг кварцевого ядра. В третьем типе берилл концентрируется вокруг центрального кварц-сподуменового ядра. С ним часто ассоциируют колумбит, касситерит и некоторые другие минералы. Перечисленные типы бериллоносных гранитных пегматитов генетически тесно связаны и нередко развиты в одних и тех же полях.

Для концентрации колумбита главное значение имеют альбитсодержащие гранитные пегматиты, часто сопровождаемые минералами

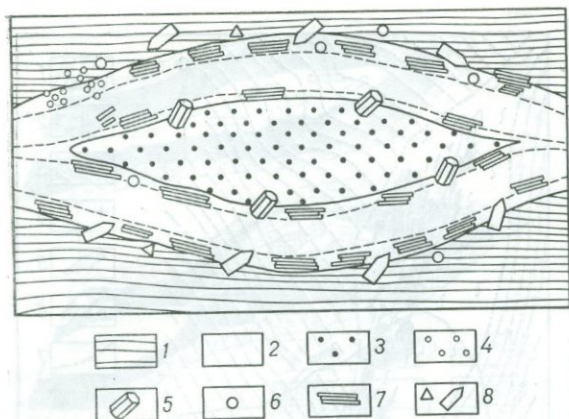


Рис. 51. Распределение берилла в различных зонах кварц-мусковит-микроклинового пегматита. По С. Пою и др.

1 — слюдяные сланцы и гнейсы; 2 — полевой шпат; 3 — кварц; 4 — апатит; 5 — берилл; 6 — гранат; 7 — мусковит; 8 — турмалин

лития. Наиболее обогащены танталом микроклин-альбитовые и оловоносные пегматиты (Берник-Лейк в Канаде и др.). Содержание Ta_2O_5 колеблется от 0,02—0,05 до 0,2%. В Восточной Сибири известны пегматитовые залежи, залегающие в песчано-сланцевой толще юрского возраста. Здесь колумбит вместе с альбитом развиты в периферических участках жил, а берилл, отмеченный в этих же пегматитовых телах, развит с кварц-микроклиновым комплексом в их центральных частях.

Для цезия, так же как и для тантала, главное промышленное значение имеют гранитные пегматиты, характеризующиеся разнообразием редкометальной минерализации и, в частности, повышенным содержанием рубидия и тантала. Наиболее важным минералом цезия является поллуцит — $Cs[AlSi_2O_6]$, содержащий от 22 до 36% окиси цезия.

Среди пегматитовых месторождений наиболее часто разрабатываются тела пегматитов, содержащих минералы лития, бериллия, тантала и цезия. Меньшее значение имеют пегматиты, несущие руды ниобия, тория, редкие земли, олово, уран. Часто минералы редких элементов встречаются в отдельных очень небольших по объему участках пегматитов, что резко усложняет их добычу. В пегматитах с хорошо выраженным зональным строением рудные природные соединения обычно концентрируются в зонах и полосах, расположенных между средней (центральной) частью пегматита и его периферическими (краевыми) каймами.

Пегматиты залегают, как правило, в виде плитообразных тел, жил, линз, штоков, реже пластовых и седловидных залежей. Протяженность отдельных тел редко достигает 1—2 км, а мощность — десятков метров. Чаще производится отработка серии, группы близко расположенных сравнительно небольших пегматитов мощностью 5—15 м, прослеживающихся по протяжению на несколько сот метров в длину и на 100—200 м в глубину.

В связи со все увеличивающейся потребностью в редких металлах значение пегматитов как поставщиков руд, бывшее всего несколько десятилетий назад очень небольшим, в последние годы существенно возросло.

Глава V КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Карбонатитовые месторождения представляют собой карбонатную породу, содержащую вкрапленность рудных минералов. Эти месторождения концентрируют целый ряд элементов, из которых главное значение имеют ниобий, тантал, редкие земли, стронций, железо, медь, частично торий и уран. Месторождения и районы развития карбонатитовых месторождений размещаются вдоль периферических частей ряда платформ и обнажающихся в их пределах щитов, т. е. крупных поднятий, сложенных наиболее древними породами (рис. 52).

Происхождение главных породообразующих минералов карбонатитов — кальцита, анкерита, частью доломита и сидерита — долгие годы было загадочным и дискуссионным. По мнению некоторых исследователей, карбонатитовые месторождения возникали при застывании особой низкоплавкой магмы в основном карбонатного состава. Большая же часть ученых отрицала возможность образования подобных месторождений в процессе остывания магматических расплавов. Согласно развиваемой ими точке зрения как карбонатные, так и рудные минералы кристаллизовались исключительно из газов и горячих водных растворов.

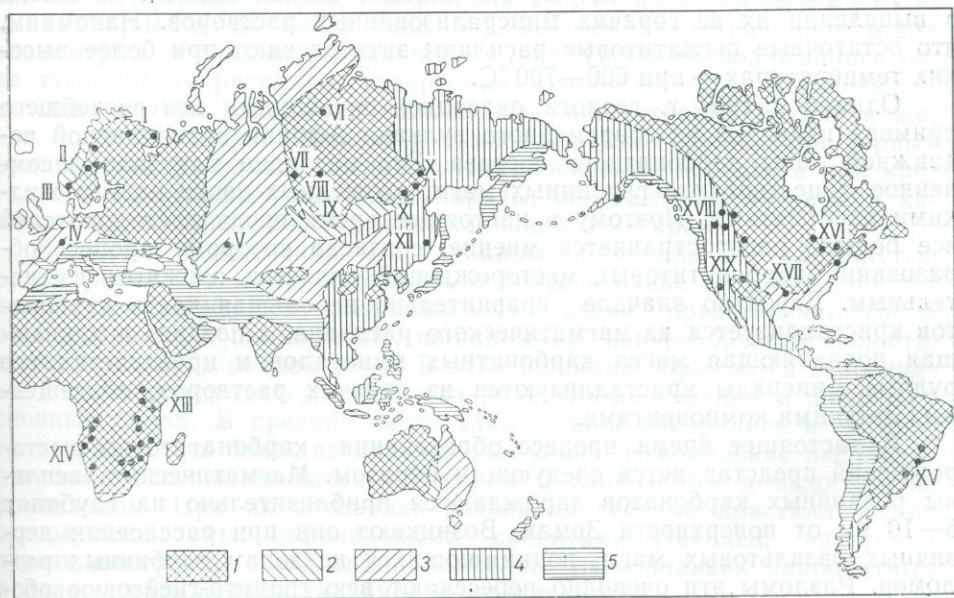


Рис. 52. Размещение провинций ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов (на тектонической основе В. В. Белоусова). По А. И. Гинзбургу и Е. М. Эпштейну (1968). 1 — платформы и щиты; 2—5 — складчатые геосинклинальные зоны: 2 — каледонского, 3 — герцинского, 4 — мезозойского, 5 — альпийского возраста. Кружками показаны главные массивы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов.

Рудноосные провинции, характеризующиеся проявлением карбонатитовых месторождений: I — Кольская; II—III — Скандинавская; IV — Рейнская; V — Кокчетавская; VI — Северо-Сибирская; VII — Енисейская; VIII — Чадобекская; IX — Восточно-Саянская; X — Сетте-Дабанская; XI — Алданская; XII — Ханкайская; XIII — Восточно-Африканская; XIV — Западно-Африканская; XV — Бразильская; XVI — Восточно-Канадская; XVII — Арканзасская; XVIII — Западно-Канадская; XIX — Колорадская

Об этом действительно свидетельствуют неоднократно наблюдавшиеся в природных условиях примеры химического взаимодействия многих карбонатных тел с минералами вмещающей их породы. Образование карбонатитов и сопровождающих их руд из горячих водных растворов подтверждается также тем, что подобные месторождения формируются не одновременно (что является характерной чертой минералов, кристаллизующихся из магм), а в несколько последовательно проявляющихся стадий. В каждую из них кристаллизуются минералы, существенно отличающиеся от ранее возникших минеральных образований. При этом разновозрастные рудные минералы не накапливаются в равных количествах в различных частях карбонатитовых массивов (что имело бы место при условии кристаллизации их из единого магматического расплава). Обычно они концентрируются только в верхней или нижней частях карбонатитовых тел, либо скапливаются только в одном участке, подчеркивая в целом зональное размещение рудной минерализации.

Наблюдаемые соотношения могут быть объяснены отложением природных минеральных соединений из нескольких разновозрастных порций рудоносных растворов. В некоторых карбонатитах распространены также такие минералы, как барит (BaSO_4), флюорит (CaF_2), целестин (SrSO_4), которые кристаллизуются только из водных растворов при температурах, не превышающих 200°C . Эти минералы не характерны для месторождений магматического происхождения. Да и температура кристаллизации всех остальных минералов, слагающих карбонатиты, сравнительно невелика. Температура кристаллизации наиболее ранних из них $550\text{--}350^\circ\text{C}$, что наводит исследователей на мысль о выпадении их из горячих минерализованных растворов. Напомним, что остаточные пегматитовые расплавы затвердевают при более высоких температурах — при $600\text{--}700^\circ\text{C}$.

Однако в 1967 г. геологи оказались очевидцами интереснейшего примера излияния из современного вулкана Африки низкоплавкой подвижной лавы карбонатного состава. Это наглядно показало несомненное существование глубинных магм, сложенных почти целиком жидкими карбонатами. Поэтому в настоящее время среди исследователей все больше распространяется мнение, согласно которому процесс образования карбонатитовых месторождений является сложным и длительным. Вероятно вначале сравнительно небольшая часть карбонатов кристаллизуется из магматического расплава, а позднее возникающая подавляющая масса карбонатных минералов и практически все рудные минералы кристаллизуются из горячих растворов, обогащенных летучими компонентами.

В настоящее время процесс образования карбонатитовых месторождений представляется следующим образом. Магматические расплавы различных карбонатов зарождаются приблизительно на глубинах 5—10 км от поверхности Земли. Возникают они при расслоении первичных базальтовых магм, поднимающихся по зонам глубинных разломов. Разломы эти очевидно пересекают всю гранито-гнейсовую оболочку земной коры, достигая очагов зарождения базальтовой магмы. При этом наиболее проницаемыми частями глубинных разломов, вдоль которых способна проникать базальтовая магма, являются участки, в пределах которых пересекаются разрывы, ориентированные в разных направлениях. В этих хорошо проницаемых узлах подъем базальтовой магмы происходил в условиях скачкообразных падений давления и температуры. Напомним, что на глубине 20—30 км магматический расплав находится под давлением толщи вышерасположенных пород, рав-

ном примерно 6000—10 000 кгс/см². На том же уровне, где магматический расплав начинает расслаиваться, т. е. на глубине 5—10 км, давление вышележащих толщ, естественно, оказывается значительно более низким. Вероятно при большой скорости подъема магмы вдоль линии пересечения глубинных разломов происходит резкий перепад давления. Это служило, по-видимому, одной из важных причин ускоренного и энергичного расслоения базальтовой магмы на ее крайние составные части. При этом возникали, с одной стороны, магматические расплавы, пересыщенные кальцием и углекислотой, полностью лишенные глинозема и кремнезема, а с другой — расплавы, практически не содержащие кальций и насыщенные натрием, частью калием, глиноземом и сохраняющие в своем составе до 40—45% кремнезема.

Остановимся кратко на рассмотрении возможного механизма расслаивания первичной магмы. Если такое расслоение происходит на глубине 5—10 км, то сначала должны отделяться слабо смешивающиеся порции магматического расплава. Они, естественно, резко отличаются друг от друга составом, температурой плавления. Эти порции магматического расплава могли подвергаться кристаллизации на месте, либо были способны перемещаться на более высокие горизонты земной коры, где и затвердевали.

В некоторых случаях такие расплавы достигали древней поверхности и образовывали карбонатитовые массивы так называемого «открытого» типа. Это очень многие массивы Африки, некоторые массивы Советского Союза. В других случаях верхние части расплавов застывали на глубине от 1,5 до 5 км от древней дневной поверхности. В таких условиях возникали карбонатитовые массивы «закрытого» типа (рис. 53). Подъем расплавов происходил закономерно, порциями различного состава. Первыми поднимались более тугоплавкие расплавы, содержащие около 40—45% кремнекислоты. Одни из них содержали повышенные концентрации магния и железа, другие — натрий, железо и глинозем. При застывании первых порций таких расплавов возникли ультраосновные породы, а при кристаллизации вторых — щелочные породы, обогащенные натрием и калием, либо основные, обогащенные кальцием и магнием.

В местах пересечения зон глубинных разломов обе упомянутые порции расплавов могли проникать в более верхние горизонты по так называемым кольцевым разрывам. Последние представляют собой кольцеобразные в плане, чаще, по-видимому, конусообразные полости, уходящие в глубь земной коры. В этих полостях образуются серповидные и даже почти совсем замкнутые тела ультраосновных и щелочных основных пород. В средние части таких колец внедрялись и раскристаллизовывались более поздние сравнительно легкоплавкие расплавы. Они были обогащены натрием, калием и глиноземом и недосыщены кремнеземом. При их остывании возникали светлые кристаллические породы, называемые нефелиновыми сиенитами. Наконец, наступала очередь для раскристаллизации наиболее легкоплавких карбонатных расплавов, насыщенных кальцием и углекислотой.

Существование их в настоящее время уже не вызывает сомнений. Американские экспериментаторы П. И. Уайли и О. Таттл установили, что при температуре около 650—700 °С может существовать расплав карбонатов и $\text{Ca}(\text{OH})_2$, насыщенный водой. Он остается устойчивым при довольно широком диапазоне давлений, от самых небольших, характерных для приповерхностных частей земной коры, до повышенных, соответствующих примерно 3,5 км глубины. Расплав карбонатов может появляться только в конце процесса расслоения первичной магмы.

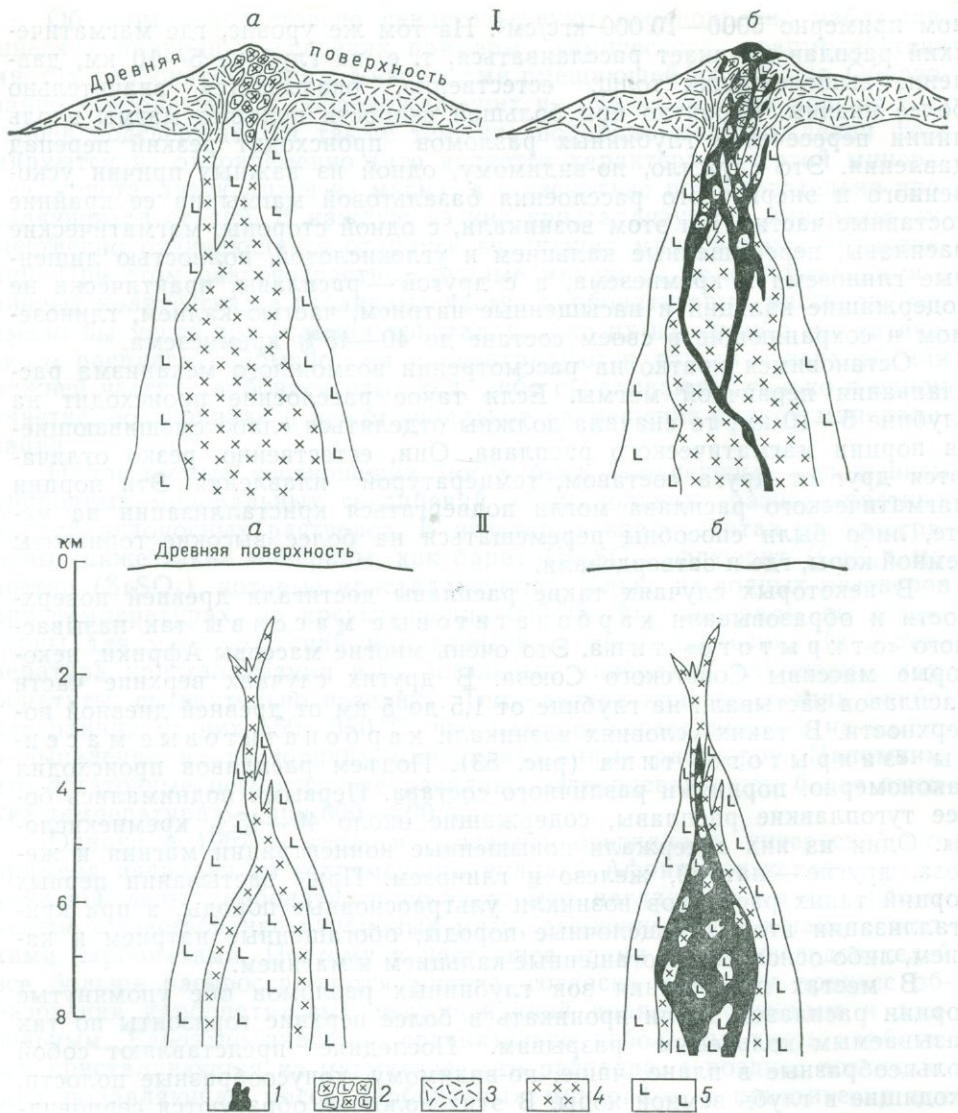


Рис. 53. Типы и последовательность формирования массивов карбонатитовых пород. I — массивы «открытого» типа, выходящие на древнюю дневную поверхность в виде вулканических жерл, сопровождающиеся лавами, туфами и вулканическими брекчиями: а — до формирования карбонатитов, б — после формирования карбонатитов; II — массивы «закрытого» типа, не имевшие выходы на древнюю поверхность: а — до формирования карбонатитов, б — после формирования карбонатитов. Разрезы составлены А. И. Гинзбургем и Е. М. Эпштейном (1968), упрощены авторами.

1 — карбонатиты; 2 — породы жерловой фации; 3 — щелочные ультраосновные лавы, туфы, вулканические брекчии; 4 — сиениты и нефелиновые сиениты; 5 — ультраосновные и щелочные ультраосновные интрузивные породы

В это время от нее уже могла отделиться серия более тугоплавких расплавов, богатых Na, K, Fe, Al, содержащих некоторое количество кремнекислоты. В оставшейся части магматического расплава должны были накопиться CO₂, Ca и металлоносные газово-жидкие растворы. Именно такая последовательность внедрения и затем затвердевания сначала тугоплавких, а потом все более легкоплавких порций магмы и наблюдается в природных условиях при изучении карбонатитовых месторождений.

Рассмотрим теперь дальнейшее возможное развитие карбонатитового расплава. Чаще он проникает в центральные части кольцеобразных тел, сложенных ультраосновными, основными породами и нефелиновыми сиенитами. При этом расплав в формирующихся массивах «открытого» типа достигает древней поверхности Земли. В массивах «закрытого» типа верхние части его кристаллизуются на глубине, не достигая 3—5 км, иногда даже 7 км до древней поверхности (см. рис. 53). Из охлаждающихся расплавов различных типов при температуре 550—600 °С начинают выделяться кристаллы карбонатов. Постепенно они накапливаются в верхних частях магматической камеры, заполненной карбонатитовым расплавом. При дальнейшем развитии процесса эта часть камеры затвердевает. В то же время ее глубокие части обогащаются непрерывно поступающими снизу летучими компонентами и прежде всего флюидами воды и углекислоты, а также металлоносными газами — F, Cl, P, B. Обогащая расплав, они постепенно, по мере снижения температуры, превращают его в водный раствор, насыщенный газами.

Основная часть карбонатов, слагающих верхние и средние части карбонатитовых тел, образуется из этих растворов. Дело в том что растворы, насыщенные газами и обладающие большой химической активностью, вступают в обменные химические реакции с минералами ранее затвердевших магматических пород. В результате таких реакций возникают новые сложные природные минеральные соединения. В карбонатитовых телах карбонаты составляют 80—90% от общего объема всех минералов. В их состав входят кальцит (CaCO_3), доломит (CaMgCO_3), анкерит ($\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{CO}_3$) и сидерит (FeCO_3). Из главных рудных минералов в этих месторождениях распространены фторниобаты, тантало-ниобаты, сульфаты и сульфиды различных металлов. Среди них особо важное значение приобретает пирохлор ($\text{Na}, \text{Ca}, \text{TR}, \text{U}$)₂ ($\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti}$)₂O₆(OH, F). В более позднюю стадию образуются редкоземельные карбонаты — бастнезит ($\text{Ce}, \text{La}, \text{Pr}$)/CO₃/F, паризит $\text{Ca}(\text{Ce}, \text{La})_2/\text{CO}_3/\text{F}_2$, монацит — фосфат церия и лантана.

Образование таких сравнительно поздних минералов происходит в условиях появления трещин в карбонатной породе, по которым и поднимаются рудоносные растворы. Конечные периоды формирования карбонатитовых месторождений протекают, по-видимому, при воздействии на формирующиеся карбонатиты тектонических усилий. Исследователи, изучающие карбонатитовые месторождения, приходят к заключению, что в спокойной тектонической обстановке (т. е. когда трещины не появляются) возникают карбонатитовые тела, содержащие очень убогую вкрапленность минералов редких металлов и в этих условиях формируются обычно безрудные карбонатиты. В целом же главным рудным компонентом, концентрирующимся в карбонатитах, является ниобий, на долю которого приходится 98,9% его общих запасов. Карбонатиты являются также важным источником редких земель. Частично из некоторых месторождений карбонатитов извлекаются также тантал и уран, входящий в состав пирохлора. Иногда карбонатиты содержат повышенные концентрации железных руд (магнетит), иногда стронций; на месторождении Палабора (ЮАР) из карбонатитов добываются медные руды, на некоторых месторождениях промышленно ценным является апатит.

подавляющее большинство карбонатитовых месторождений, размещающихся в краевых частях платформ или на границе со складчатыми системами, контролируются крупными разломами. Они известны в Африке (75 массивов), Канаде (15), Бразилии (6), США (5). Ана-

логичные месторождения открыты в СССР. Наиболее крупные месторождения находятся в Бразилии (Араша и Тапира). Во многих массивах минерализация карбонатов сформировалась в четыре стадии (Фролов, 1965). Первая из них — безрудная — характеризуется выделением крупнозернистого кальцита со слюдой, апатитом и другими минералами. Во вторую стадию формируются своеобразные пегматоидные кальцитовые карбонатиты с магнетитом, апатитом и ранним пирохлором. В третью стадию выделяются мелкозернистые кальцитовые карбонатиты с роговой обманкой, магнетитом, некоторыми другими минералами и главной массой пирохлора. В четвертую стадию возникают железистые крупно- и мелкозернистые карбонатиты с флюоритом, апатитом, сульфидами тяжелых металлов и карбонатами редких земель. Редкометалльные карбонатиты с пирохлором приурочены главным образом к центральной части штокообразных рудных тел, реже к их периферии. В направлении от периферии к центру массивов комплексное тантало-ниобиевое оруденение сменяется существенно ниобиевым и, наконец, редкоземельным.

В карбонатитовых месторождениях сосредоточены, как правило, значительные запасы руд. Чаще они образуют столбообразные тела, круто, почти вертикально уходящие вглубь. Поперечник таких тел достигает десятки — многие сотни метров, а на глубину такой гигантский столб руды иногда протягивается на несколько километров.

Реже карбонатитовые тела содержат крутопадающие жилы и линзы вкрапленных руд. Последние скорее всего возникали при очень беспокойной тектонической обстановке, когда непосредственно перед и в период рудообразования формировалось много трещин. На этих месторождениях даже самые ранние карбонаты выделялись не из расплавов, а из газОВО-ВОДНЫХ растворов, отделившихся от глубоко залегающих магматических очагов.

Глава VI

КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Контактово-метасоматическими называются месторождения, рудные тела которых сформировались среди скарнов. Образуются они метасоматическим путем в результате взаимодействий восходящих высокотемпературных растворов с минералами скарнов, залегающих на контакте алюмосиликатных и карбонатных пород. Эти взаимодействия преимущественно протекают на средних и больших глубинах (1,5—4 км и реже более от древней поверхности), т. е. в условиях достаточно высоких давлений. Основное промышленное значение среди скарновых месторождений принадлежит месторождениям железа, вольфрама, свинца и цинка (табл. 5), но известны кроме того связанные со скарнами руды меди, кобальта, молибдена, олова, золота, бериллия, бора и некоторых других металлов.

Таблица 5

Удельный вес запасов, добычи и масштабы главных промышленных типов скарновых месторождений
По В. А. Жарикову (1968)

Тип месторождений	Запасы, % от мировых	Добыча, % от мировой	Ориентировочные запасы металла, тыс. т	
			Крупные месторождения	Рядовые месторождения
Скарново-вольфрамовые (шеелитовые)	48	55	Более 50	1—15
Скарново-свинцово-цинковые	25—30	Около 30	1000	50—200
Скарново-железорудные	25	6—8	Более 200 000	25 000—100 000
Скарново-медные	Около 10	Около 2	10—30	3—5

Скарны состоят из нескольких групп минералов — группы гранатов (алюмосиликаты, включающие Ca, Mg, Fe, реже Mn), пироксенов (силикаты Ca, Mg, Fe), ряда гидроксилсодержащих алюмосиликатов и силикатов K, Ca, Mg, Fe, Al и некоторых других минералов. Изучение их, а также рудных минералов показывает, что скарны и руды в них образуются в очень широком температурном интервале — от почти 800° до 300 °С и меньше. Наиболее ранние по времени образования скарновые минералы кристаллизуются при температуре 800—500 °С. Одновременно с накоплением скарновых минералов или, точнее, к концу этого процесса образуются лишь руды железа и частью вольфрама. Основная масса рудных минералов (концентрирующих упомянутые ранее металлы) возникает после формирования скарнов и накладывается на них, кристаллизуясь из горячих газовой-жидких растворов.

Образующиеся руды металлов частью можно рассматривать в качестве руд гидротермального происхождения. Образование скарнов и последующее отложение руд металлов — части одного процесса. Весь этот процесс протекает в результате поступления отдельных порций растворов, отщепляющихся от глубинного магматического источника. Ранние порции раствора, характеризующиеся очень высокой темпера-

гурой (более 500 °С), переносят лишь элементы, входящие в состав породообразующих минералов. Эти элементы извлекаются в основном из омываемых и замещаемых растворами пород — из карбонатных (Са, Mg) и алюмосиликатных (К, Al, Mn, Fe, SiO₂). Часть ионов Fe и Mn, содержащихся в ранней порции растворов, возможно привносится с последними из глубинного источника. Таким образом, ранняя порция растворов откладывает лишь руды железа. Последние, относительно менее горячие порции растворов, поступающие из того же глубинного источника, являются главными поставщиками руды.

Рассматриваемые контактово-метасоматические месторождения обычно очень тесно связаны с интрузивными массивами гранитоидов. Чаше эти массивы обнажаются на дневной поверхности в виде небольших штоков и даже мощных даек, формировавшихся на глубине 2—4 км. Эти породы обычно являются продуктом ранней дифференциации магматических очагов, от которых отделялись газо-водные растворы, приводящие к возникновению скарнов и связанных с ними руд различных металлов. Следовательно, обнажающиеся на одном глубинном уровне массивы и дайки гранитоидов и слабощелочных (сиенито-диориты) пород служат лишь поставщиками Al, SiO₂, отчасти Fe и Mn для растворов, просачивающихся через эти породы.

В большинстве случаев образование скарнов и связанных с ними руд завершает магматическую деятельность, проявленную в районе. Иногда после образования скарнов и связанного с ними раннего магнетита внедряются дайки интрузивных пород кислого и основного состава. Такие взаимоотношения установлены на Тырнаузском скарновом месторождении вольфрамовых и молибденовых руд.

Д. С. Коржинский установил две разновидности скарнов: магниезальные и известковые скарны.

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СКАРНЫ

Магнезиальные скарны возникают на больших глубинах (более 3—5 км) при внедрении в доломиты, а иногда и в другие карбонатные породы, содержащие магний, поднимающихся расплавов гранитоидов или более щелочных пород. В этом случае на доломиты воздействуют растворы, поступающие из гранитоидного расплава. В результате этого на границе доломита и магматического расплава происходят интенсивные химические реакции. Они приводят к возникновению минералов Са (заимствованного из карбонатных пород), а также Fe, Al₂O₃ и SiO₂, нередко К (заимствованных из алюмосиликатного расплава). Вдоль контакта доломитов и гранитоидных тел устанавливаются неправильные по форме залежи магнезиальных скарнов, сложенные форстеритом (Mg₂SiO₄), пироксеном — диопсидом (Са, Mg[SiO₂]₂), магниезодержащей черной и темно-бурой слюдой-флогопитом (KMg₃[AlSi₃O₁₀][F, OH]₂), шпинелью (Mg, Fe, Al₂O₄) и другими магниезо-железистыми алюмосиликатами и силикатами. В магнезиальных скарнах отсутствуют минералы, относящиеся к группе гранатов, что является типичной чертой этих пород. Подобным образом возникают залежи скарнов, которые Д. С. Коржинский рассматривает в качестве биметасоматических, т. е. формирующихся при встречном поступлении в раствор, движущийся по границе двух пород, компонентов, входящих в состав карбонатной и алюмосиликатной породы. При этом в последние по порам и мелким трещинам проникают растворы. При встрече компонентов различных пород отлагаются упомянутые минералы. В результате по-

роды, особенно карбонатные, замещаются минералами скарнов, которые постепенно как бы разрастаются в обе стороны от контакта.

В напряженной тектонической обстановке, когда в породах проявляются трещины, возникают скарны, которые Д. С. Коржинский назвал инфильтрационными. Такие скарны используют сравнительно прямолнейные тектонические контакты карбонатных (в данном случае магнийсодержащих) и уже затвердевших алюмосиликатных пород. Инфильтрационные скарны могут возникать и вдоль трещин в какой-нибудь одной породе, иногда на расстоянии 100—200 м от контакта. Инфильтрационные скарны образуются в связи с тем, что в тектонические контакты или в трещины, удаленные от границ обоих пород, поступают растворы, уже содержащие компоненты алюмосиликатной породы (например, Fe, Al_2O_3 , SiO_2), которые они заимствовали при просачивании через застывшие периферические части массивов изверженных пород. Если такой раствор просачивается вдоль разрывного нарушения, проходящего по контакту изверженной породы с доломитом, то он начинает реагировать с этой карбонатной породой. В результате образуются минералы, входящие в состав магнезиальных скарнов.

Очевидно инфильтрационные скарны образуются на той стадии, когда гранитоидные массивы затвердевают хотя бы в своих периферических частях, и по контактам их, пересекающим пласты доломитов, развиваются разрывные нарушения.

Таким образом, магнезиальные скарны не обязательно формируются в период проплавления доломитов расплавами. Они могут образоваться и значительно позднее, после затвердевания верхних и периферических частей магматических массивов и превращения магматического расплава в изверженную породу. В связи с тем что тела магнезиальных инфильтрационных скарнов развиваются вдоль трещин, они часто залегают в форме трещинных жил, правда с очень неровными границами, сопровождающимися боковыми ответвлениями.

В магнезиальных скарнах из рудных минералов, имеющих промышленное значение, установлены только магнетит и борсодержащий минерал — людвигит (сложный окисел Mg, Fe и V). Рудные тела, сложенные железными или борсодержащими рудами, залегают преимущественно в форме линз и пластообразных контактовых залежей. Мощность их обычно от первых метров до 30 м, но иногда возрастает до 100—200 м. В большинстве случаев месторождения возникают в очень древних породах, обычно докембрийских, в районах, где помимо широкого развития древних доломитов устанавливается мощное проявление гранитоидных магматических пород.

ИЗВЕСТКОВЫЕ СКАРНЫ

Известковые скарны представляют собой тела, сложенные гранатами, содержащими Ca, Mg, Fe (гроссуляром, андрадитом), гранатами, содержащими Mn и Fe (спессартитом, альмандином), пироксенами, содержащими Ca, Mg, Fe (диопсидом и геденбергитом), а также некоторыми другими минералами, например гидроксилсодержащими силикатами Ca, Fe (ильваитом), а также силикатами с Ca, Mg, Fe, Al (везувианом). Образуются они только на средних, реже небольших глубинах — до 1—1,5 км от древней поверхности, но никогда не возникают глубже 3—3,5 км. Это вызвано тем, что в условиях больших глубин и очень горячих газовой-жидких растворов $CaCO_3$ хорошо растворим, но содержится в растворе в виде недиссоциированной молекулы. Лишь

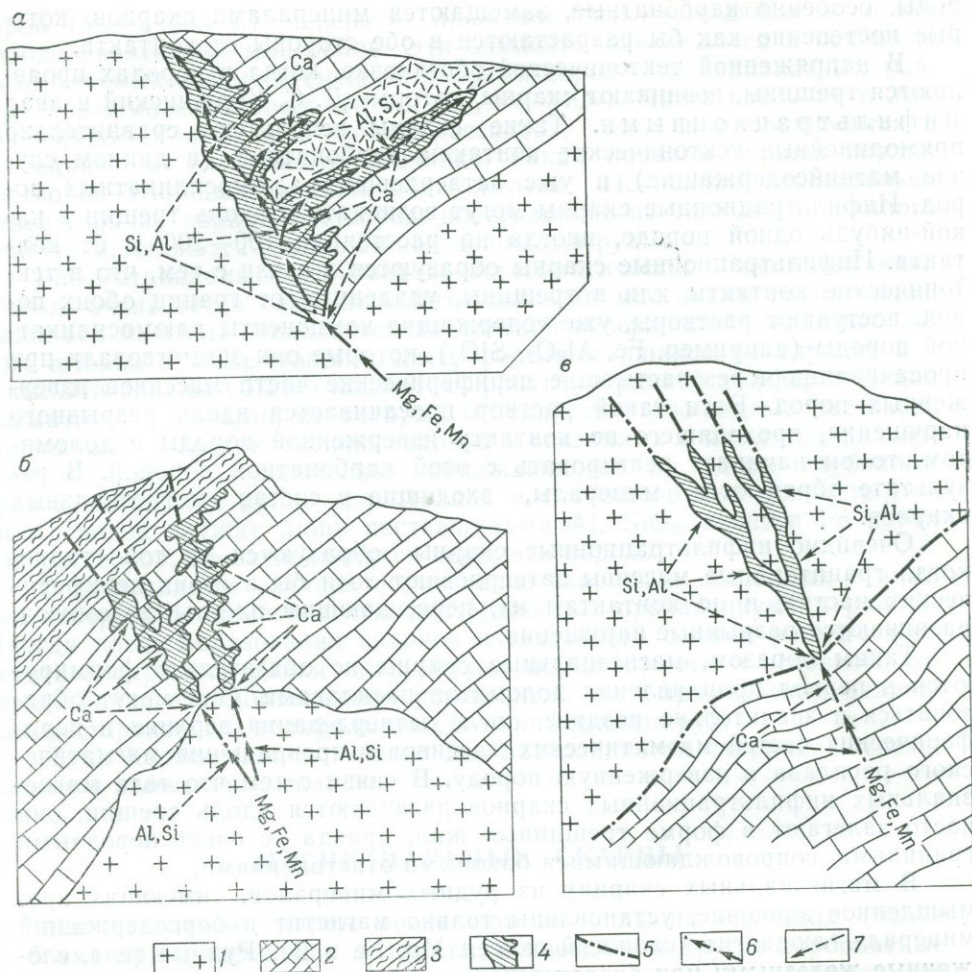


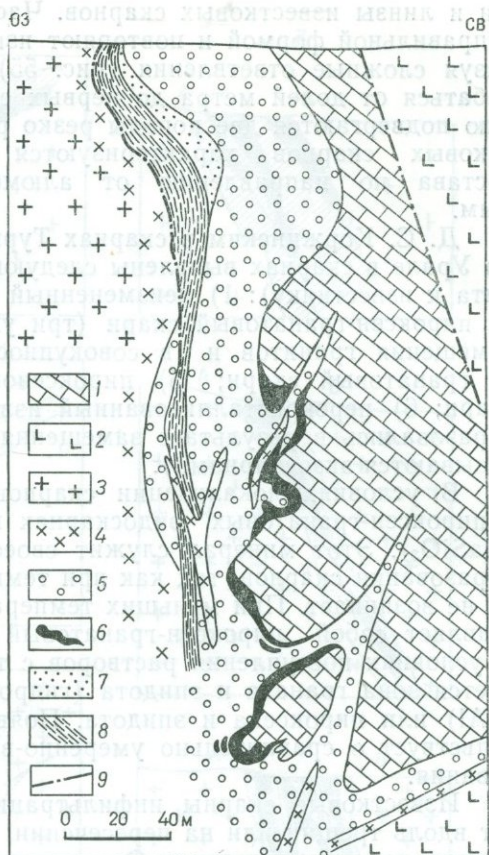
Рис. 54. Разрезы, иллюстрирующие образование главных типов рудоносных скарнов: а — биметасоматических, формирующихся вдоль границы алюмосиликатных и карбонатных пород; б — инфильтрационных экоскарнов, развивающихся в карбонатных породах; в — инфильтрационных эндоскарнов, возникающих в алюмосиликатных породах. 1 — граниты; 2 — известняки; 3 — глинистые сланцы; 4 — скарны; 5 — разрывные нарушения; 6 — разрывное нарушение, представляющее собой канал проникновения химически активного раствора, содержащего катионы магния, железа, марганца; 7 — направление поступления в химически активный раствор элементов, ранее входивших в состав породы

поднявшись на значительно более высокий уровень, в условиях умеренных глубин и относительно менее горячих растворов, CaCO_3 диссоциирует, в растворе появляется ион кальция, который может вступить в химическое взаимодействие с компонентами алюмосиликатных пород.

Известковые скарны образуются на контакте алюмосиликатных пород с любыми карбонатными и, в частности, с известняками, доломитами, известковыми сланцами, песчаниками, имеющими известковый цемент, глинистыми известняками (мергелями). Алюмосиликатной средой служат интрузивные породы — граниты, гранодиориты и кварцевые диориты, сиенито-диориты, эффузивные породы кислого состава (кварцевые порфиры), сланцы, богатые кварцем и полевыми шпатами.

Рис. 55. Разрез скарново-медного месторождения Турья, иллюстрирующий локализацию рудных тел на контакте зон гранатовых и пироксен-гранатовых скарнов и мраморизованных известняков. Составлен В. Ф. Чернышевым (1960 г.).

1 — мраморизованные известняки; 2 — порфириты; 3 — кварцевые диориты; 4 — скарнизированные кварцевые диориты; 5 — гранатовые и пироксен-гранатовые скарны; 6 — рудные тела; 7 — вкрапленность сульфидов в гранатовых скарнах; 8 — минерализованный сульфидами Фроловский разлом; 9 — прочие разрывы



Известковые скарны и связанные с ними месторождения вольфрамовых, свинцово-цинковых, медных и молибденовых руд, а также скарново-железорудные месторождения распространены обычно вблизи выходов массивов гранитоидов, в зоне их теплового воздействия на вмещающие породы. Вероятно в корневых частях таких массивов находились магматические очаги, которые служили источником как ранних нерудоносных, так и поздних металлоносных порций растворов.

Процесс образования известковых скарнов протекает сразу после появления небольших штоков малых интрузий и пересекающих их даек кислых и щелочно-кислых пород, но до внедрения наиболее поздних даек порфиритов.

Среди известковых скарнов так же, как и среди магнезиальных, наиболее распространены тела биметасоматического и инфильтрационного происхождения (рис. 54). Образуются биметасоматические скарны из горячих высокотемпературных растворов (по В. А. Жарикову — 800—400 °С), просачивающихся вдоль контакта карбонатной и алюмосиликатной породы. При этом в полосе проникновения растворов начинается встречная диффузия катионных и анионных групп элементов, входящих в состав исходных пород. Из известняков в алюмосиликатную среду проникают катионы Са, отчасти Mg, а из алюмосиликатной среды в карбонатную — ионные группы Al_2O_3 и SiO_2 , отчасти, катионы Fe и Mn. Указанные компоненты постепенно замещают породы, прилегающие к контакту, в результате чего формируются пластообразные зале-

жи и линзы известковых скарнов. Часто эти залежи обладают крайне неправильной формой и повторяют изгибы контакта, одновременно образуя сложные ответвления (рис. 55). Мощность залежей может колебаться от долей метра до первых сотен метров. Поскольку замещению подвергаются две породы резко различного состава, залежи известковых скарнов характеризуются сменой своего минерального состава по направлению от алюмосиликатных пород к карбонатным.

Д. С. Коржинским в скарнах Турьинского медного месторождения на Урале в скарнах выявлены следующие зоны (от неизмененного гранита к известняку): 1) неизмененный гранит; 2) околоскарновая зона; 3) пироксен-гранатовый скарн (три упомянутые зоны возникли путем замещения гранитов и в совокупности называются эндоскарном); 4) гранатовый скарн; 5) пироксеновый (геденбергит-диопсидовый) скарн; 6) перекристаллизованный известняк (четвертая и пятая зоны образовались в результате замещения известняков и скарны этих зон называются экзоскарнами).

В условиях локализации скарнов при температурах 550—800 °С в пироксен-гранатовых эндоскарнах возникает пироксен-волластонит (CaSiO_3). Этот минерал служит своеобразным термометром процесса образования скарнов, так как при температуре, не достигающей 550 °С, он не возникает. При меньших температурах образования порода представляет собой пироксен-гранатовый эндоскарн без волластонита. В условиях поступления растворов с температурой 400—500 °С формируется зона граната и эпидота (гидроксилсодержащий силикат Ca, Fe и Al) или пироксена и эпидота. Появление в скарнах эпидота свидетельствует о сравнительно умеренно-высокой температуре скарнообразования.

Известковые скарны инфильтрационного происхождения возникают вдоль трещин или на пересечении, либо смыкании нескольких чаще крутопадающих разрывов. Они прослеживаются в известняках и значительно реже в алюмосиликатных породах (например, в гранитоидах на скарново-шеелитовом месторождении Чорух-Дайрон, ТаджССР). В связи с преимущественной приуроченностью к крутопадающим разрывам, местам их слияний и пересечений, инфильтрационные скарны часто имеют жило- или трубообразную форму (рис. 56).

Жильные тела инфильтрационных скарнов также обладают зональным строением. В отличие от скарнов, возникающих биметасоматическим путем, отдельные зоны инфильтрационных скарнов обычно сложены одним минералом. Начиная от неизмененного известняка устанавливаются следующие зоны: 1) родонита; 2) марганецсодержащего пироксена — диопсида; 3) марганецсодержащего железистого пироксена — геденбергита; 4) граната — андрагита.

Различают три морфологические типа инфильтрационных скарнов, два из них показаны на рис. 54: жило- и трубообразные залежи скарнов в карбонатной породе, залегающей над телами гранитоидов, прорывающих известняки; жильные тела в гранитоидах, перекрывающих ниже расположенные известняки. Третий тип, называемый фронтальными залежами инфильтрационных скарнов, приурочивается к пологим контактам известняков, расположенных над телами гранитоидных пород. Дальнейшее развитие минералообразования выражается в поступлении в скарновые залежи более поздних металлоносных порций растворов и замещении скарновых минералов (в основном пироксенов) соединениями металлов. Они представлены окислами, сульфидами, вольфраматами и возникают примерно в такой последова-

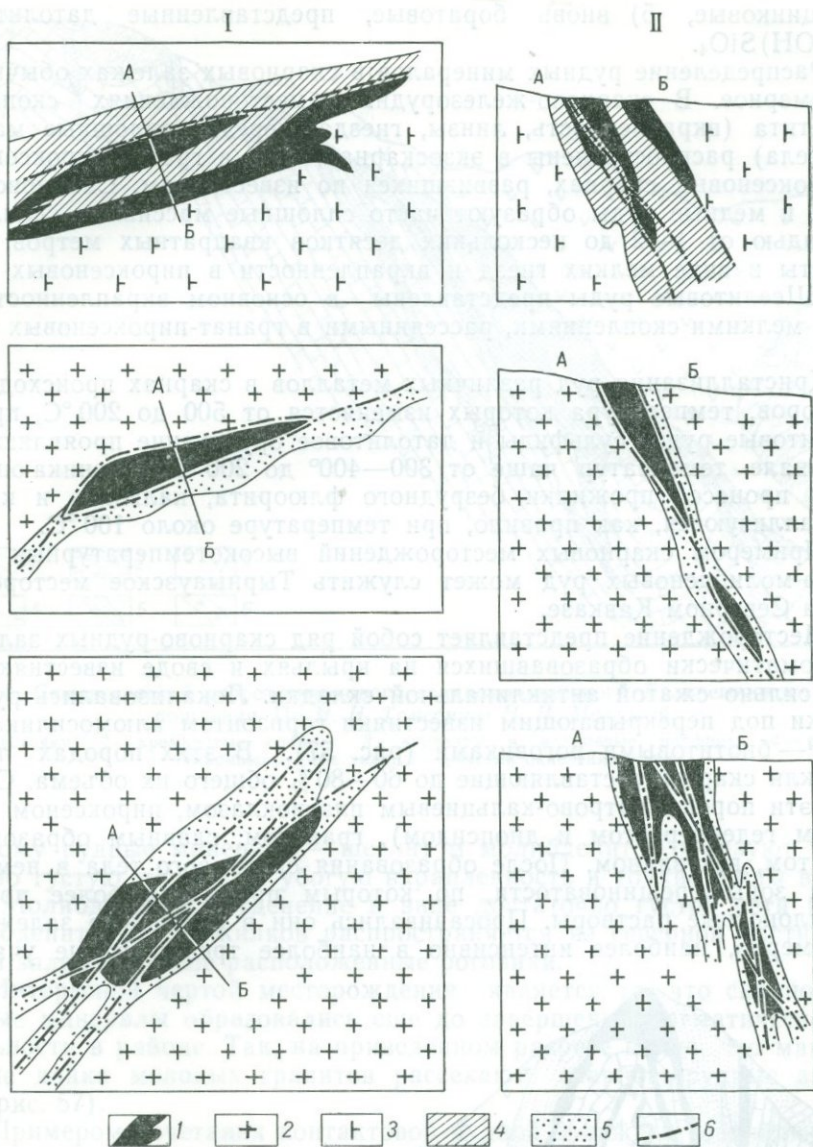


Рис. 56. Морфология шеелитовых скарново-рудных тел месторождения Чорух-Дайрон. I — план, II — разрез. По А. Д. Щеглову и Т. В. Буткевичу (1974 г.).

1 — рудные тела; 2 — гранодиориты; 3 — монзониты; 4 — зоны развития скаполита — $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Al}_{1-2}\text{Si}_{2-3}\text{O}_8)_3$, $(\text{Cl}, \text{SO}_4, \text{CO}_3)$; 5 — зоны развития альбита; 6 — разрывные нарушения

тельности: 1) магнетитовые руды, 2) вольфраматы, 3) бораты, 4) сульфиды.

В случае некоторого перерыва между формированием скарнов и поступлением поздних уже в сущности гидротермальных рудоносных растворов (скарны играют в этом случае лишь роль благоприятной вмещающей породы) промышленные руды образуются, по В. А. Жарикову, в следующем порядке: 1) магнетитовые и боратовые руды, 2) шеелитовые и молибденитовые, 3) золото-висмута-медные, 4) медно-свин-

цово-цинковые, 5) вновь боратовые, представленные датолитом — $\text{Ca}(\text{BOH})\text{SiO}_4$.

Распределение рудных минералов в скарновых залежах обычно неравномерное. В скарново-железорудных месторождениях скопления магнетита (вкрапленность, линзы, гнезда, нередко сплошные массивные тела) распространены в экзоскарнах, т. е. в гранат-пироксеновых и пироксеновых скарнах, развившихся по известнякам. Свинцово-цинковые и медные руды образуют часто сплошные массивные скопления площадью от 1—2 до нескольких десятков квадратных метров, либо развиты в виде мелких гнезд и вкрапленности в пироксеновых скарнах. Шеелитовые руды представлены в основном вкрапленностью и очень мелкими скоплениями, рассеянными в гранат-пироксеновых скарнах.

Кристаллизация руд различных металлов в скарнах происходит из растворов, температура которых изменяется от 500 до 200 °С, причем шеелитовые руды, сульфиды и датолитовое оруденение проявляются в интервале температур чаще от 300—400° до 200 °С. Возникающие к концу процесса прожилки безрудного флюорита, кальцита и кварца кристаллизуются, как правило, при температуре около 100 °С.

Примером скарновых месторождений высокотемпературных вольфрам-молибденовых руд может служить Тырнаузское месторождение на Северном Кавказе.

Месторождение представляет собой ряд скарново-рудных залежей, метасоматически образовавшихся на крыльях и своде известнякового ядра сильно сжатой антиклинальной складки. Локализовались рудные залежи под перекрывающим известняки горизонтом алюмосиликатных пород — биотитовыми роговиками (рис. 57). В этих породах также возникли скарны, составляющие до 60—80% общего их объема. Слагаются эти породы натрово-кальциевым плагиоклазом, пироксеном (в основном геденбергитом и диопсидом), гранатом, главным образом андрадитом, везувианом. После образования скарнового тела в нем возникли зоны трещиноватости, по которым проникали более поздние металлоносные растворы. Просачивались они в скарновую залежь неравномерно, наиболее интенсивно в наиболее трещиноватые участки.

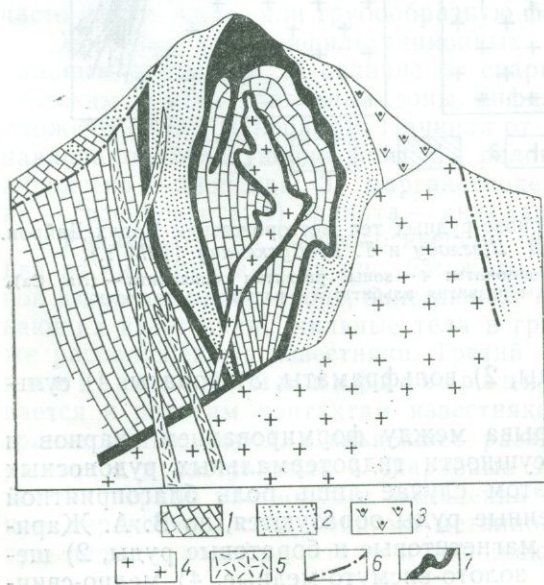


Рис. 57. Схематический разрез скарнового вольфрам-молибденового Тырнаузского месторождения. Составлен А. В. Пэком (1962 г.).

1 — мраморы и мраморизованные известняки; 2 — роговики, образовавшиеся из песчаников; 3 — кварц-плагиоклазовые гранит-порфиры; 4 — граниты; 5 — дайки молодых гранитов; 6 — разрывы; 7 — скарновые тела с рудами вольфрама и молибдена

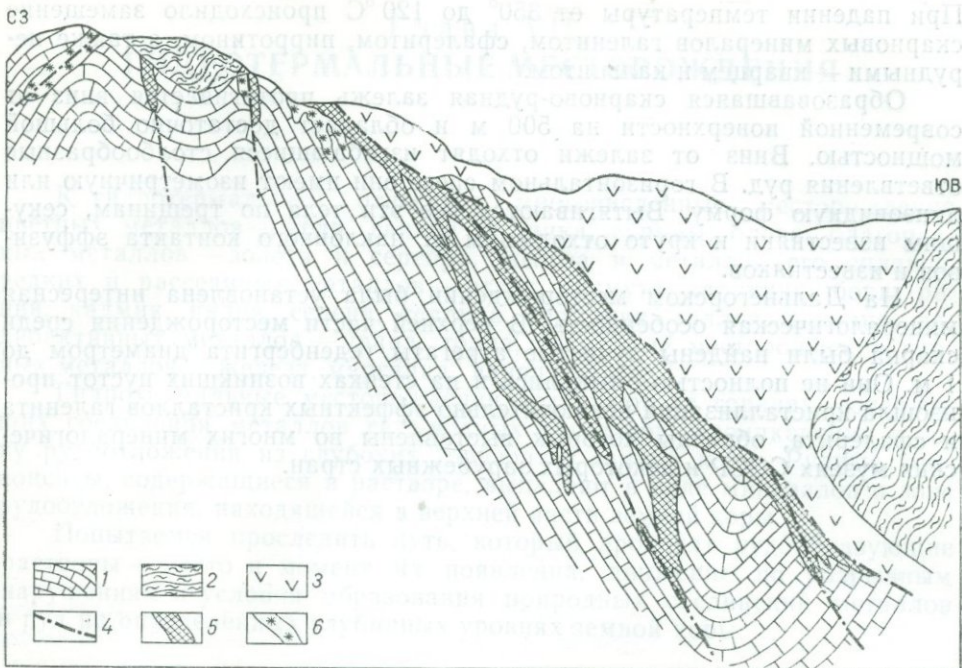


Рис. 58. Схематический разрез скарнового свинцово-цинкового Дальнегорского месторождения. По И. Н. Томсону и Н. Н. Мозговой.

1 — известняки; 2 — кремнистые сланцы; 3 — андезиты и кварцевые порфиры; 4 — разрывы; 5 — скарново-рудные тела; 6 — участки окисленных руд

Поэтому рудные минералы — шеелит и молибденит — образуют то довольно густую, то совсем убогую вкрапленность и тонкие жилы в скарнах. Молибденовое оруденение в виде достаточно густой сети кварц-молибденитовых прожилков распространяется из северной части скарновой залежи в выше расположенные роговики.

Интересной чертой месторождения является то, что скарновые и рудные минералы образовались еще до завершения магматической деятельности в районе. Так, на приведенном разрезе видно, что магматические дайки молодых гранитов пересекают скарново-рудные залежи (см. рис. 57).

Примером сочетания контактовой рудной залежи и соединяющихся с ней трубообразных рудных тел, пересекающих слоистость пород, служат рудные тела Дальнегорского месторождения в Приморском крае (рис. 58). Это месторождение было открыто по старым выработкам и начато разработкой с 1910 г. Главное скарноворудное тело образует здесь крупную наклонную залежь свинцово-цинковых руд. Эта залежь вытягивается вдоль дугообразно-изогнутого в плане контакта известняков и покрывающих их эффузивных алюмосиликатных пород. Контакт тектонический. Эффузивные породы — андезиты и кварцевые порфиры — по наклонному контакту надвинуты на известняки.

Сначала главным образом в известняках, в интервале снижающейся температуры (от 600° до 400° С) метасоматически образовалось тело скарна, состоящее в основном из граната — андрадита, волластонита, пироксена — геденбергита и небольшого количества сульфидов железа, свинца и цинка. Затем в скарн проникала следующая порция раствора.

При падении температуры от 350° до 120 °С происходило замещение скарных минералов галенитом, сфалеритом, пирротинном, а также нерудными — кварцем и кальцитом.

Образовавшаяся скарно-рудная залежь протягивается вниз от современной поверхности на 500 м и обладает достаточно большой мощностью. Вниз от залежи отходят изгибающиеся столбообразные ответвления руд. В горизонтальном срезе они имеют изометричную или линзовидную форму. Вытягиваются все эти тела по трещинам, секущим известняки и круто отходящим от наклонного контакта эффузивов и известняков.

На Дальнегорском месторождении была установлена интересная минералогическая особенность. В верхней части месторождения среди скарна были найдены лучистые агрегаты геденбергита диаметром до 1 м. Они не полностью смыкались и на стенках возникших пустот произошла кристаллизация исключительно эффектных кристаллов галенита и сфалерита, образцы которых выставлены во многих минералогических музеях СССР и некоторых зарубежных стран.



Примером создания рудной залежи в известняках является месторождение в районе Давыдовского месторождения. В этом месторождении рудная залежь образовалась в известняках, которые в настоящее время являются частью Давыдовского месторождения. Рудная залежь образовалась в известняках, которые в настоящее время являются частью Давыдовского месторождения. Рудная залежь образовалась в известняках, которые в настоящее время являются частью Давыдовского месторождения.

Примером создания рудной залежи в известняках является месторождение в районе Давыдовского месторождения. В этом месторождении рудная залежь образовалась в известняках, которые в настоящее время являются частью Давыдовского месторождения. Рудная залежь образовалась в известняках, которые в настоящее время являются частью Давыдовского месторождения. Рудная залежь образовалась в известняках, которые в настоящее время являются частью Давыдовского месторождения.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К гидротермальным относятся многочисленные месторождения цветных металлов — меди, свинца и цинка, сурьмы, олова, благородных металлов — золота и серебра, железа и металлов его сплавов, редких и рассеянных металлов — ртуты, висмута, стронция, бора, рения, кадмия, индия, селена, теллура, германия, таллия, скандия, радиоактивных металлов — урана, тория, некоторые месторождения черных металлов — железа, марганца, ванадия и др.

Гидротермальные месторождения возникают из горячих, содержащих соединения металлов газо-водных растворов, проникающих в зону рудоотложения из глубоких горизонтов земной коры. Рудные компоненты, содержащиеся в растворе, выпадают в виде минералов в зоне рудоотложения, находящейся в верхней части земной коры.

Попытаемся проследить путь, который проходят рудообразующие растворы — место и момент их появления, движение по разрывным нарушениям и условия образования природных соединений металлов и руд на определенных глубинных уровнях земной коры.

**СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ИСТОЧНИКАХ
МЕТАЛЛОНОСНЫХ ГАЗОВ
И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ**

Источником, содержащим металлы и поставляющим их в верхние горизонты земной коры, где и происходит рудообразование, являются либо магматические расплавы, либо проникающие из мантии флюиды. Последние находились в надкритическом состоянии (т. е. при таких высоких температурах и давлении, когда они могли существовать только в виде газов). Флюид представляет собой надкритический раствор воды и углекислоты, содержащий солевые компоненты (натрий, калий, хлор, магний и др.) и металлы. Флюиды проникают из очень больших глубин земной коры (скорее всего с глубин 40—300 км) в верхнюю гранито-гнейсовую оболочку, не достигая 6—10 км до древней поверхности Земли. Здесь, при сравнительно небольших давлениях (порядка 3000 кгс/см²) и температуре (400—500 °С) большая часть объема флюида конденсируется, смешиваясь с растворами верхней оболочки Земли, и превращается в другой горячий водный раствор, содержащий металлоносные компоненты — гидротермальный раствор. Возможно, что наряду с раствором существует и часть металлоносных газов. Конечно, они соответствуют не первоначальному составу флюида, а каким-то другим, преобразовавшимся природным химическим соединениям. Но так сравнительно просто можно представить себе возникновение металлоносного гидротермального раствора только из флюидов, родившихся из мантии. Металлоносные газы и горячие водные (гидротермальные) растворы несомненно способны отделяться и от магматических расплавов, обладающих различным составом и прорывающихся в земную кору на самые разные глубины — от первых десятков километров почти до поверхности Земли. Следует напомнить, что магмы, вырвавшиеся на поверхность, т. е. лавы — руд металлов не образуют.

Источником гидротермальных растворов могут являться магматические расплавы любого состава: возникшие на больших глубинах в базальтовом слое Земли — первичные магмы базальтового состава; магматические расплавы, появившиеся в гранито-гнейсовом слое Земли — магмы гранитного состава и, наконец, магмы, возродившиеся в отдельных камерах, чаще у верхней кромки базальтового слоя — вторичные базальтовые магмы. Независимо от того, где возникли магматические расплавы, горячие водные растворы и металлоносные газы отделяются от расплавов при перемещении их в более верхние горизонты земной коры.

В предыдущих главах было показано, как при таком подъеме родоначальные магмы расслаивались, разделялись на расплавы разного состава. Более тугоплавкие и легкоподвижные порции этих расплавов отделялись от магмы раньше, а оставшийся остаточный более легкоплавкий расплав непрерывно пополнялся летучими компонентами. В их числе были и газообразные компоненты воды, являвшиеся главными транспортировщиками металлоносных соединений.

Выделение горячих газов и водных растворов происходит из остаточных силикатных расплавов, несомненно обогащающихся металлами при остывании и кристаллизации этих расплавов. Вероятно в этих условиях из расплавов выделяются преимущественно горячие водные растворы и лишь в отдельных случаях небольшой объем газов. На небольших глубинах из расплавов одновременно отделяются газы, пары и растворы. В глубинных условиях горячие металлоносные растворы появляются тогда, когда остаточный силикатный расплав почти весь затвердевает или в жидком состоянии остаются только наиболее глубинные части магматического резервуара. Сравнительно недалеко от поверхности земли металлоносные газы и пары воды накапливаются в остаточных расплавах, заключенных среди слабопроницаемых пород. В более проницаемой среде металлоносные компоненты с парами воды и газами выделяются непрерывно и рассеиваются во вмещающих породах.

УСЛОВИЯ ОТДЕЛЕНИЯ ГОРЯЧИХ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ ОТ ОСТАТОЧНЫХ АЛЮМОСИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВОВ

Значительные по объему остаточные алюмосиликатные расплавы гранитной либо базальтовой магмы, застывающие на большой глубине (предположительно 7—20 км и более от поверхности земли) и обогащенные летучими соединениями, содержащими металлы, находятся в условиях очень высоких давлений (3000—7000 кгс/см²) и температур, достигающих многих сотен градусов. Такие давления обусловлены на больших глубинах, превышающих 10 км и более, массой пород, располагающихся над остывающим остаточным расплавом, а на меньших глубинах, на которые проникают разрывы, массой гидростатического давления столба воды. В подобной обстановке внутреннего давления летучих соединений, находящихся в расплаве, нередко недостаточно, чтобы вырваться из него и проникнуть во вмещающие породы. То же наблюдается и в случае, если алюмосиликатный магматический расплав насыщен летучими компонентами. Последние сохраняются в расплаве до тех пор, пока магматический резервуар не начнет кристаллизоваться и в его периферической части не возникнет твердая корка.

Кристаллизация расплава, протекающая на фоне снижения температуры, в конечном итоге приводит к обогащению его жидкой части летучими компонентами и, в частности, флюидами, а затем парами воды. Однако увеличение содержания летучих не может быть беспредельным. Существовавшие в течение многих лет представления об ограниченной растворимости воды в магматическом гранитном расплаве, высказанные американским ученым Горансоном, оказались не совсем точными. При некоторых условиях вода может полностью, неограниченно смешиваться с силикатным расплавом. Такие условия осуществляются в двух случаях: 1) при высоком давлении 9700 кгс/см² и температуре 1080 °С (Г. Кеннеди); 2) при значительном содержании в силикатном расплаве щелочей, в частности, когда щелочи в расплаве превалируют над глиноземом (О. Таттл).

При остывании магматического расплава на меньших глубинах количество растворенной в нем воды должно уменьшаться. Соответственно, в непрерывно сокращающемся объеме остаточного силикатного расплава количество паров воды может возрасти только до определенного предела — до предела растворимости воды в расплаве. Как только этот предел будет превзойден, весь излишний и непрерывно пополняющийся объем паров воды будет отделяться от расплава. По мере того как расплав обогащается парами воды и газами, внутреннее давление их возрастает, сравнивается с внешним, а затем начинает превосходить последнее. В результате превышения внутреннего давления пара и газа над внешним, из расплава начинает отделяться пар воды и другие летучие соединения, в том числе и содержащие металлы.

Многие геологи считают, что очень горячие водные растворы, покидающие магматические расплавы, являются достаточно концентрированными. Однако в связи с тем что они обильно насыщены газами, такие растворы подвижны и легко проникают до самых верхних слоев земной коры. При значительном подъеме алюмосиликатных расплавов и застывании неглубоко от поверхности (примерно на 3 км и глубже) внутреннее давление летучих компонентов в любых случаях превышает, по-видимому, внешнее давление. В этих условиях поднимающийся расплав как бы непрерывно выкипает. Из него через поры испаряются металлоносные газы и пары воды. В дальнейшем при проникновении этих компонентов вверх, снижении температуры и давления происходит конденсация и превращение выделяющихся газов и паров в горячий рудоносный водный раствор. Вероятно в условиях развития сравнительно проницаемых пород или совсем небольшого слоя пород кровли, испарение начинается сразу же с момента проникновения силикатных расплавов. Пары и газы выделяются непрерывно, энергично и рассеиваются в большом объеме пород. Такая обстановка не благоприятствует образованию руд.

ИСТОЧНИК ВОДЫ, ВХОДЯЩЕЙ В СОСТАВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

Наличие воды в магме не вызывает у исследователей сомнения. Не совсем ясным остается вопрос — появится ли горячий металлоносный раствор в том случае, если поднимающийся в верхние горизонты земной коры магматический расплав не будет насыщен водой? Вероятно в этом случае магма способна усваивать воду, которая содержится в проплавливающих ее породах. Н. И. Хитаров установил, что на глубинах 15—25 км, благодаря огромной массе расположенной выше тол-

щи пород, например глин и известняков, выделяется от 50 до 65% содержащейся в них воды. Значительная часть воды выделяется на этих глубинах и из других пород и природных минеральных соединений. Обычно вода входит в эти соединения в виде молекул гидроксильных групп (ОН)¹⁻, химически связанных с другими атомами и молекулами.

Под влиянием больших давлений и температуры минералы и породы преобразуются, изменяют состав и высвобождают ранее химически связанную воду, т. е. претерпевают метаморфизм. Такое преобразование происходит особенно энергично в породах, подвергающихся одновременно метаморфизму и воздействию магматического расплава.

В результате магма, ранее ненасыщенная водой, при внедрении в метаморфизирующиеся под ее воздействием глины или некоторые другие породы, содержащие воду, усваивают ее. Поэтому горячий металлоносный раствор магматического происхождения, начиная с глубин 15—25 км, непрерывно будет пополняться водой, ранее содержащейся в виде химически связанных атомов и молекул в некоторых минералах глубинного происхождения.

По мере того как возникшие горячие водные растворы поднимаются все выше и выше, в них, начиная с глубины 8—10 км, сначала появляется, затем все более возрастает доля новых, других порций воды, содержащейся в виде молекулярных пленок по границам зерен измененных пород осадочного и другого происхождения. Это раствор нередко нагрет до значительных температур—200—500 °С и более. В нем также растворены различные соединения, чаще хлоридные, сульфатные и карбонатные соли натрия, калия и магния. Концентрация этих соединений нередко достигает многих десятков граммов и даже сотни граммов в литре. Это уже рассолы. Такая вода, содержащая различные растворенные вещества, перемешивается с водой магматического и метаморфического происхождения.

Следовательно, только руды, образующиеся в специфических условиях на очень большой глубине, могут возникать из гидротермальных растворов, главный растворитель которых—вода—появляется из магмы. В большинстве случаев часть воды попадает в растворы из минералов и пород, подвергающихся метаморфизму, а на несколько более высоких горизонтах раствор обогащается водой, заимствованной из слоистых толщ пород.

Гидротермальные рудоносные растворы, кристаллизовавшиеся недалеко от поверхности земли (на глубине от нескольких сотен метров до 2,5—3 км) представляют собой смесь растворов: 1) выделившихся из магматического расплава; 2) появившихся в результате отделения воды от минералов и пород, подвергшихся метаморфизму; 3) свободной поровой воды, содержащейся в породах верхней части земной коры. В подобной сложной смеси растворов собственно магматического происхождения, как считают некоторые исследователи, остается иногда всего 2—5%. Может появиться опасение, что из таких сильно разбавленных растворов рудные минералы уже не могут кристаллизоваться. Однако это не так. Известны многие примеры, когда в таком растворе, заведомо содержащем очень малую долю воды магматического происхождения, химическим путем были установлены высокие концентрации металлов. Например, американский геолог Д. Е. Уайт установил, что из скважины, пробуренной в вулканическом районе Южной Калифорнии Солтон-Си с глубины 1580 м одно время изливался рассол, в каждом килограмме которого содержалось до 20 мг растворенной меди, 2 мг серебра, 0,3 мг сурьмы, 500 мг стронция и бора и некоторые другие металлы. Из скважины, пробуренной в бас-

сейне р. Миссисипи, с глубины 3996 м изливался рассол хлоридных вод, содержащий в одном килограмме: 535 мг Zn, 111 мг Pb, около 2 г Sr.

Советский геохимик Л. М. Лебедев (1975), изучавший на п-ове Челекен высокоминерализованные горячие воды, поднимающиеся по скважинам, установил, что они представляют собой рассолы, содержащие 150—290 г/л растворенного вещества. Температура поступающего рассола 70 °С и выше. Главную часть растворенного вещества составляют натрий-кальциевые соли хлора. В воде содержится (в мг/л): 258 иода и 450 брома, а также 30 свинца, 30 цинка, 8 кадмия, 2,3 серебра и 1 мышьяка.

Из такого раствора на стенках скважин непрерывно высаживается в виде корочек и налетов толщиной до 1 см, а иногда в виде пробок, самородный свинец, частично галенит, сфалерит, пирит, кальцит и барит. Подсчеты показывают, что минерализованные горячие воды Челекена ежегодно выносятся свыше 100 т свинца, причем значительные количества его отлагаются на стенках скважин. Очевидно в рассолах Челекена вода, выделившаяся из магмы, составляет лишь небольшую часть. По-видимому, она была сильно разбавлена и перемешана с поровыми водами, составляющими в настоящее время главную часть поступающего снизу горячего рассола. Однако металлы в этот рассол поступают, вероятно, из магматического очага. По данным изотопных исследований, в растворах находится современный свинец, откладывающийся в виде различных соединений в настоящее время. Если бы свинец был заимствован растворами из вмещающих пород, он имел бы более древний возраст, измеряющийся десятками или даже сотнями миллионов лет. Современный возраст свинца подтверждает вывод о его глубинном происхождении.

ВОЗМОЖНЫЙ СОСТАВ И СОСТОЯНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

В гидротермальных растворах растворителем является вода, которая содержит разнообразные растворимые соединения различной концентрации. Главными среди них являются, по-видимому, хлоридные соли натрия. В меньших количествах содержится катионов калия, кальция, изредка сопоставимых с ними по содержанию катионов магния. В еще меньших концентрациях находятся литий, рубидий, цезий. Из анионов резко преобладает хлор, затем (по мере уменьшения) F^{-} , SO_4^{2-} , HS^{-} , HSO_4^{-} , CO_3^{2-} , HCO_3^{-} . В воде гидротермальных растворов в тех или иных количествах растворены также некоторые газы, в частности хлор, фтор, сероводород, углекислый газ, углеводороды, кремниеслота.

В последнее десятилетие экспериментально определялось количество заключенных в гидротермальном растворе растворимых соединений тяжелых металлов свинца, цинка, меди, олова, серебра и др. Было установлено, что некоторые соединения этих металлов в относительно повышенных количествах растворены в виде достаточно концентрированных растворов различных солей, встречающихся в природных условиях, в частности, в растворах хлоридных, карбонатных и сульфатных.

По данным американского физико-химика Гаррельса, растворимость наиболее часто встречающихся в природе соединений металлов — сульфидов — столь низка, что для формирования рудной жилы, несущей

шей одну тонну медной сульфидной руды, необходимо пропустить через рудоносную трещину раствор, по объему равный Средиземному морю. Советский ученый Я. И. Ольшанский опроверг это мнение, впервые выполнив эксперимент с мечеными атомами. Для этого он синтезировал аргентит, в котором серебро являлось радиоактивным. В дальнейшем он растворил этот минерал в минерализованном растворе, помещенном в изогнутой стеклянной трубке, и с помощью радиометра определил концентрацию ионов радиоактивного серебра — в приготовленном им растворе находилось 10 мг/л серебра.

Советский ученый Р. П. Рафальский и ряд зарубежных исследователей путем проведения экспериментов установили, что в хлоридных растворах резко возрастает концентрация металлов по мере повышения температуры и содержания в растворе поваренной соли (NaCl) и углекислоты. Так, в сотни раз увеличивается растворимость сульфида свинца (PbS) в растворе, содержащем NaCl и HCl . Резко возрастает растворимость Ag_2S и ZnS в растворах, насыщенных NaCl и нагретых до 160° и 180°C и выше. Г. У. Мори показал, что растворимость такого соединения, как SnO_2 , возрастает в 25 раз, если в растворе присутствует растворенная углекислота.

Интересные данные получены многими исследователями по определению концентрации металлов и NaCl во включениях пузырьков остаточной жидкости и газа, выявляемых внутри многих рудных минералов. Эти пузырьки представляют собой захваченный возникшими кристаллами рудных минералов рудоносный раствор, законсервировавшийся внутри таких кристаллов. Изучение таких пузырьков показало, что в них содержится 10 мг/л и более различных металлов и повышенное содержание NaCl .

Несмотря на отрывочность данных о растворимости соединений тяжелых и других металлов в рудоносных растворах, все же можно утверждать, что в гидротермальных растворах могут быть заключены относительно высокие количества тяжелых металлов. Об этом же свидетельствуют приведенные выше сведения о концентрации таких металлов в горячих высокоминерализованных природных растворах, установленных, в частности, неглубоко от поверхности земли в Южной Калифорнии, в бассейне р. Миссисипи, на п-ове Челекен, а также, как стало известно, и на дне Красного моря. Даже в растворах, существенно разбавленных (в 20—25 раз) приповерхностными водами, из которых соединения металлов частью, вероятно, уже выделились, содержания оставшихся растворенных тяжелых металлов колебались от первых до 30 мг/л. Очевидно до разбавления оно являлось еще более высоким.

Металлы растворяются не только в растворах, но и в газах. Последние в очень больших количествах отделяются от силикатных магматических расплавов, проникающих в верхнюю часть земной коры. Здесь они переходят в горячий водный раствор, кристаллизующийся на глубине всего несколько километров от дневной поверхности. Американский ученый К. Б. Краускопф установил, что при 600°C многие из тяжелых металлов могут находиться в парообразном состоянии в форме сульфидов, окислов и хлоридов. Особенно летучи хлориды таких металлов, как цинк, свинец, серебро, вольфрам, молибден, олово. Они могут давать устойчивые концентрации от 0,0001 до 0,1 г/л.

В настоящее время исследователи достаточно точно научились устанавливать температуру растворов и газов, из которых происходит образование природных минеральных соединений различных металлов. Специальными исследованиями выяснено, что соединения металлов образуются в широком диапазоне температур — от 600°C и даже выше,

до 50 °С. При этом такие соединения, как магнетит, браунит, вольфрамит, молибденит, касситерит чаще возникают из растворов и газов, имевших температуру 500—300 °С, а соединения типа халькопирита, галенита, сфалерита, висмутина (Bi_2S_3), аргентита (Ag_2S), блеклых руд [$\text{Cu}_{12}(\text{As}, \text{Sb})_4\text{S}_{13}$] выпадают из растворов с температурой 300—200 °С. Другие соединения: киноварь, сурьмяный блеск, или антимонит, аурипигмент (As_2S_3), дискразит (Ag_3Sb) и ряд других кристаллизуются из растворов с температурой от 200 до 80—70 °С. Поэтому, исходя из температуры, при которой происходит рудообразование, среди гидротермальных месторождений можно различать высоко-, средне- и низкотемпературные.

С несколько большим трудом и относительно менее точно устанавливается внутреннее давление, при котором в зоне рудоотложения из растворов выпадают рудные минералы. Обычно это давление соответствует массе столба воды, высота которого равна глубине рудообразования. Однако растворы, зарождавшиеся на глубине более 7 км, обладают внутренним давлением значительно более высоким, обусловленным массой вышележащих пород и называемым литостатическим давлением. В результате глубинные растворы проникают в трещины именно под этим высоким давлением; им противодействует гидростатическое давление. Несмотря на то, что гидротермальное рудообразование происходит примерно на глубине 500—3000 м от поверхности земли, растворы в зоне рудоотложения преимущественно обладают давлением 300—3000 кгс/см².

ВОЗМОЖНЫЙ СПОСОБ ПЕРЕНОСА МЕТАЛЛОВ РУДОНОСНЫМИ РАСТВОРАМИ

Еще несколько десятилетий назад для исследователей большой загадкой являлся возможный способ переноса металлических соединений, находящихся в растворах и газах. Вначале предполагали, что металлы переносятся в истинных растворах. Однако когда позднее убедились, что возможная концентрация в подобных растворах этих металлов крайне низкая, мнение это было оставлено.

Некоторые исследователи высказали предположение, что металлы в природных горячих растворах переносятся в виде жидких коллоидов (Г. Бойделл, Р. Гаррельс, Ф. В. Чухров и др.), или аэрозолей. Концентрации коллоидных соединений металлов могут быть в десятки, сотни и даже тысячи раз выше, чем содержания тех же соединений металлов, находящихся в истинных растворах. При этом отпадала необходимость предполагать возможность переноса металлов гигантскими объемами воды, сравнимыми только с объемами морей. Однако при проверке этой гипотезы выяснилось, что коллоидные растворы очень неустойчивы при высоких температурах и давлениях, обычных для глубинного отделения гидротермальных растворов. Наблюдаемые же колломорфные структуры руд возникают в связи с повышением концентрации металлов в растворах и переходом их в коллоидное состояние непосредственно в процессе рудоотложения.

Академик А. Г. Бетехтин (1953₂) выдвинул гипотезу о возможном переносе рудных веществ в виде легко растворимых галлоидов и, прежде всего, в виде хлоридов. По мнению этого исследователя, хлоридная форма переноса металлов характерна до глубин 3—5 км от древней поверхности. Выше они постепенно сменяются комплексны-

ми сульфидсодержащими формами. Аргументы А. Г. Бетехтина о возможности одновременного присутствия хлоридов и сероводорода, кратко сводятся к тому, что полнота осаждения сульфида из раствора, содержащего серу и металл, зависит от концентрации ионов S^{2-} . В связи с малыми константами электролитической диссоциации H_2S составляет лишь небольшую часть общей концентрации серы. По данным А. Г. Бетехтина, в химических реакциях с образованием сульфидов гидротермального происхождения принимает участие не H_2S как таковая, а продукты ее электролитической диссоциации в водных растворах, в частности анионы S^{2-} и $(S_2)^{2-}$. Анионы S^{2-} могли появиться с момента образования водных растворов, в которых растворяется H_2S . Следовательно, согласно А. Г. Бетехтину, осаждение сульфидов из гидротермальных растворов должно происходить не сразу, а по достижении некоторой определенной концентрации в них анионов серы. Однако отмеченная А. Г. Бетехтиным слабая диссоциация H_2S и связанная с этим малая концентрация S^{2-} в растворах хотя и указывает, что растворимость сульфидов в растворах значительно больше по сравнению с растворимостью, вычисленной теоретически Р. Гаррельсом, все же она остается незначительной. Скорее всего металлы в виде растворимых сульфидов не переносятся.

В настоящее время все более широкое признание приобретает гипотеза переноса рудных веществ в виде комплексных соединений. Она была экспериментально обоснована рядом исследователей, но особенно подробно Я. И. Ольшанским и В. В. Иваненко (1958). Дело в том что растворимость металлов в комплексных соединениях в сотни и тысячи раз выше по сравнению с растворимостью сульфидов в истинных горячих растворах. В то же время комплексные соединения одного и того же металла часто бывают устойчивы как при очень высокой, так и при сравнительно низкой (от 500 до 100—200 °С) температуре.

В растворе комплексные соединения слабо диссоциированы; они образуют комплексные катионные и анионные группы. Эти группы представляют собой обычно положительно заряженный или нейтральный атом металла, занимающий центральное место в группе. В непосредственной близости от него расположено некоторое число противоположно заряженных ионов или электронейтральных молекул, которые образуют в группе внутреннюю сферу. Эти противоположно заряженные ионы и молекулы обычно представляют собой соединения водорода с неметаллом или соединения неметалла с кислородом. Помимо внутренней сферы в комплексной катионной или анионной группе иногда существует внешняя сфера, образуемая ионами легких металлов, находящимися на более далеком расстоянии от центральной ионизированной группы.

В результате в растворе комплексные катионы или анионы образуют соединения типа $MeHS$, $MeHSO$ и т. д., заряженные в одних случаях положительно (катионы), а при другом сочетании ионов внешней и внутренней сферы — отрицательно (анионы). Поэтому тяжелые металлы, являющиеся источником руд, в природных гидротермальных растворах могут переноситься в привычной для нас форме комплексных катионов, а также и в необычной форме анионов.

Самые устойчивые растворимые комплексы образуют катионы платины, ртути, марганца, железа, кальция, никеля, меди, серебра, когда они занимают центральное место в катионной или анионной группе и окружаются находящимися во внутренней сфере ионами неметаллов — фосфора, серы, хлора или ионами полуметаллов — мышьяка, сурьмы, селена.

В настоящее время экспериментальным путем установлено, что хорошо растворимыми в концентрированных растворах NaCl и HCl, обладающих кислой реакцией, а также и в нейтральном растворе, являются, например, комплексные соединения свинца — $PbCl^+$, $PbCl_4^{2-}$. Оказалось также, что хорошо растворимыми и устойчивыми в растворах являются так называемые бисульфидные комплексы типа $MeS \cdot Na_2S$, в частности комплексы таких металлов, как ртуть, сурьма и мышьяк. В щелочных растворах, особенно в растворах, богатых CO_3^{2-} , такой важный металл в эпоху научно-технического прогресса как уран, может легко растворяться и переноситься в виде следующих комплексных анионов $[UO_2(CO_3)_3]^{4-}$ или $[UO_2(CO_3)_2(H_2O)_2]^{2-}$. По экспериментальным данным В. Л. Барсукова и Г. Е. Курильчиковой (1970), олово может легко переноситься также в форме комплексного аниона, имеющего состав $[SnF_4(OH)_{2n}]^{2-}$.

Исходя из этих кратко изложенных экспериментальных данных, большинство исследователей в настоящее время приходят к выводу, что отделение различных металлов от застывающих силикатных расплавов действительно может происходить в форме галоидных соединений, в частности растворимых солей хлора, отчасти фтора, бора. По мере продвижения вверх галоидные соединения сменяются легко растворимыми комплексными хлоридными, бисульфидными, бикарбонатными и другими соединениями металлов. Возможно, что отделение металлов происходит сразу в форме комплексных соединений, транспортирующихся далее вверх в зону рудоотложения.

Академик Д. С. Коржинский рассчитал, что растворы, отделяющиеся от расплавов, имеют нейтральную или слабощелочную реакцию. В это время соединения металлов в растворы могли поступать в виде комплексных соединений. Газы, выделяющиеся параллельно с растворами, среди которых основное значение имеют водород, гидроксильные группы воды, хлор, отчасти фтор, бор, сероводород, могли образовывать с металлами летучие соединения. Одни соединения существовали в свободном состоянии, другие представляли собой металлоносные газы, вероятно, растворенные в основном объеме раствора в виде недиссоциированных нейтральных молекул (в связи с очень высокой температурой). Это обеспечивало слабо щелочную или нейтральную реакцию растворов.

В первый период развития растворов, по мере продвижения их в верхние горизонты земной коры и снижения температуры, могла происходить частичная конденсация той части газа, которая существовала в свободном состоянии. Эта часть, превращаясь в жидкость, легко смешивалась с основной порцией раствора. Затем в связи с падением температуры молекулы растворенных металлоносных газов начинали диссоциировать, поставляя в раствор катионы металлов и анионы сильных кислот — Cl^- , F^- . В результате кислотность растворов непрерывно возрастала и в растворе оказывались, с одной стороны, растворимые диссоциированные соли металлов — хлориды и даже фториды и бораты, а с другой — сохраняющиеся устойчивыми в кислой среде слабо диссоциированные комплексы металлов. При снижении температуры раствора примерно до $400^\circ C$ ранее существовавший в нем нейтральный сероводород начнет диссоциировать и поставлять анионы HS^- и S^{2-} . При еще меньшей температуре, примерно $300^\circ C$, начинает диссоциировать растворенный углекислый газ и в растворе появляются анионы HCO_3^- и CO_3^{2-} . Все это еще более способствует образованию растворимых комплексных соединений тяжелых металлов.

В дальнейшем в связи с реакцией нейтрализации (с вмещающими породами) кислотность падает и в конце второго периода существования растворов они обладают уже щелочной реакцией, т. е. в растворах начинает преобладать ион гидроксила OH^- . В этот период снижения кислотности растворов металлы, частично сохранившиеся в виде растворимых солей хлоридов (отчасти, фторидов и боратов) начинают все более резко сменяться преобладающими растворимыми комплексными соединениями — хлоридными, бисульфидными, сульфидными, бикарбонатными и др. Вероятно, основным толчком к комплексообразованию является все более возрастающая по мере снижения температуры концентрация в растворе ионов, способных к комплексообразованию. В первую очередь это анионы HS^- , S^{2-} , Cl^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} . Установлено, что большинство комплексных соединений устойчивы в кислой среде. Однако в конце второго периода развития растворов кислая обстановка сменяется щелочной. В связи с этим многие комплексные соединения распадаются и из них кристаллизуются рудные и сопровождающие их жильные минералы.

После рассмотрения возможного состава и состояния растворов, остановимся на анализе сил, вызывающих подъем растворов. Расстояния, которые проходят растворы, часто измеряются километрами и даже многими километрами, лишь изредка многими сотнями метров. Какая же сила поднимает растворы из недр и перемещает в верхние горизонты земной коры? Этот вопрос пока разрешен далеко не полностью. По представлениям американского ученого В. Линдгрена (1934 г.), растворы снизу как бы подталкиваются газами, главным образом, парами воды, обильно отделяющимися от силикатного расплава. Однако это представление справедливо только для месторождений, формирующихся вблизи поверхности земли. В этих условиях от внедряющегося и кристаллизующегося на небольшой глубине металлоносного силикатного расплава действительно в обилии и непрерывно, вплоть до затвердевания, отделяются газы (вследствие малой мощности покрывающих пород). Выше газы конденсируются и превращаются в гидротермальный раствор, но этот раствор как бы «поддерживается» и движется все еще продолжающимися отделяться струями газа.

По другому объяснял причину движения рудоносных растворов А. Г. Бетехтин (1953₁). По его данным, раствор поднимался при раздвигании стенок разрывных нарушений и возникновении в полости трещин относительного вакуума. Такой вакуум может рассматриваться в качестве относительной величины, меньшей по сравнению с внутренним давлением раствора, что и обуславливает втягивание последнего в полость трещины (рис. 59).

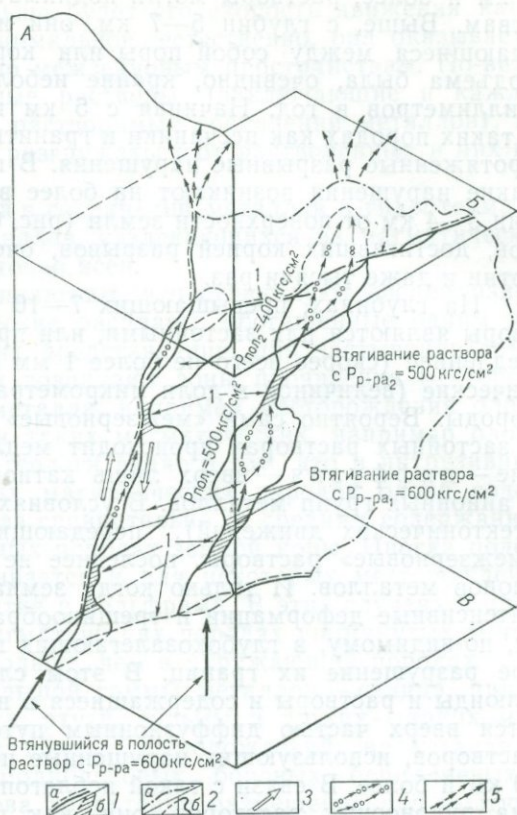
Образование в вакуума в полости разрывного нарушения обуславливает втягивание в нее рудоносного раствора, быстрое испарение, удаление части растворителя и пересыщение раствора. Возникновение такого вакуума, периодическое всасывание и подъем рудоносного горячего раствора на некоторое расстояние могло повторяться неоднократно. Вероятно оно протекало до тех пор, пока из пересыщенного раствора, прошедшего значительный путь, не начинали кристаллизоваться рудные и сопровождающие их жильные минералы. Идеи А. Г. Бетехтина о причинах движения рудоносных растворов поддерживаются многими геологами. Однако современные исследователи считают, что раскрытие стенок разрывов обязательно обуславливается тектоническими движениями, протекающими в земной коре, а также внутренней силой самих растворов, которые способны просачиваться вверх в зону рудоотложения под высоким давлением.

Рис. 59. Схема, иллюстрирующая процесс всасывания раствора в полости разрыва и продвижение его вверх. Трещина с раскрытыми полостями и сжатыми полупроницаемыми перемычками изображена в аксонометрической проекции:

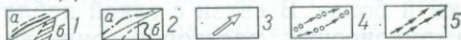
A — на поперечном разрезе, B — на верхнем и B' — на нижнем уровнях, на которых внешнее (литостатическое) давление пород кровли соответственно равно: на верхнем уровне 200 кгс/см^2 , на нижнем — 500 кгс/см^2 . $P_{\text{пол}1}$ и

$P_{\text{пол}2}$ — давления, соответствующие величине относительного «вакуума» и устанавливающегося в полостях трещин, располагающихся друг над другом.

1 — полупроницаемые перемычки: a — в разрезе и b — в продольной плоскости разрыва; 2 — границы: a — трещины в ее продольной плоскости, b — полостей в трещине, видимых и закрытых разрезом; 3 — направления движений пород (в разрезе), находящихся по разные стороны разрыва; эти движения приводят к появлению на изгибах разрывного нарушения полостей и образованию в них относительного «вакуума»; 4 — вскипание раствора в полостях, испарение и удаление части растворителя (газов, паров воды); 5 — медленное просачивание отработанных ранее рудоносных растворов по порам породы на древнюю дневную поверхность



Втянувшийся в полость раствор с $P_{\text{р-ра}} = 600 \text{ кгс/см}^2$



Растворы, зарождающиеся на глубине 7 км и более, или флюиды, проникающие на этот уровень из более глубоких горизонтов, распространены в междузерновом пространстве минералов, слагающих развитые здесь породы. Они находятся под очень высоким давлением, измеряемым массой столба вышележащих пород. В дальнейшем такие растворы поступают в корни разрывов, распространяющихся глубоко вниз. Поступающие сюда растворы все еще обладают очень высоким внутренним давлением, которому противостоит гидростатическое давление столба воды, соответствующее каждому данному уровню. Но поскольку это давление по меньшей мере в 3 раза меньше начального давления растворов, они легко устремляются по разрывным нарушениям в вышележащие горизонты.

Анализируя причины движения рудоносных растворов, нельзя не остановиться хотя бы кратко на современных представлениях о скорости движения растворов. Поднимаясь вверх по разрывным нарушениям и сохраняя высокое внутреннее давление, рудоносные растворы, очевидно, способны легко перемещаться в вышележащие горизонты земной коры. Скорость их, по-видимому, нарастает по мере приближения к земной поверхности. Она достигает максимума на определенном уровне — примерно 1—2 км от поверхности земли, где внутренняя сила растворов способствует раздвижению трещин, дроблению пород и, возможно, появлению новых боковых трещин в связи с явлениями гидроразрыва. Этот уровень, очевидно, наиболее благоприятен для накопления руд. В начальной стадии движения растворов с глубины 7—

8 км и более, растворы могли подниматься по межзерновым пространствам. Выше, с глубин 5—7 км, они использовали мельчайшие сообщающиеся между собой поры или короткие трещинки. Скорость их подъема была, очевидно, крайне небольшой, по-видимому, несколько миллиметров в год. Начиная с 5 км и ближе к поверхности земли, в таких породах как песчаники и граниты появляются уже относительно протяженные разрывные нарушения. В глинистых породах — сланцах — такие нарушения возникают на более высоком уровне, начиная с глубин 3—4 км от поверхности земли (рис. 60). Скорость движения растворов, достигавших корней разрывов, очевидно сразу же возрастала в сотни и даже тысячи раз.

На глубинах, превышающих 7—10 км от поверхности земли, растворы являются или застойными, или просачиваются по восстанию еще медленнее (скорее всего не более 1 мм в год), используя субмикроскопические (величиной в доли микрометра) различные дефекты в зернах породы. Вероятно сами «межзерновые» растворы не перемещаются, а в застойных растворах происходит медленное поступательное движение — диффузия — вверх лишь катионов и комплексных катионных и анионных групп металлов. В условиях слабых внутренних сил Земли (тектонических движений), передающих незначительное давление на «межзерновые» растворы, последнее не стимулирует перемещение катионов металлов. И только когда земная кора начинает испытывать интенсивные деформации и трещинообразование, этот процесс вызывает, по-видимому, в глубокозалегающих породах трение зерен и частичное разрушение их границ. В этом случае находящиеся на глубине флюиды и растворы и содержащиеся в них катионы металлов поднимаются вверх частью диффузионным путем, а частью в виде поровых растворов, используя нарушенные поверхности зерен, с глубин 7—10 км и более. В связи с такой неблагоприятной обстановкой для подъема рудоносных растворов, они, как правило, избирают для своего движения наиболее нарушенные и проницаемые участки земной коры, которыми обычно оказываются протяженные зоны глубинных разломов и особенно места их пересечений.

Скорость перемещения растворов зависит также от степени их вязкости и относительной концентрации растворенных в них веществ: чем

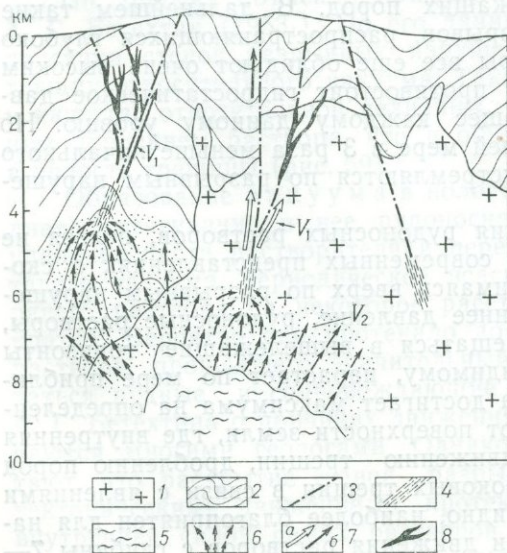


Рис. 60. Идеализированная схема поступления металлоносных гидротермальных растворов из глубинного магматического очага в разрывы, прослеживающиеся среди хрупких (например, гранитов) или пластичных (например, глинистых сланцев) пород.

1 — граниты; 2 — глинистые сланцы; 3 — разрывы; 4 — зоны рассланцованных пород; 5 — глубинный магматический очаг с остаточным металлоносным расплавом; 6 — направление поступательного движения поровых растворов и диффузии в них ионов металлов; 7 — направление относительно быстрого движения металлоносных растворов и газов в разрывах, прослеживающихся: а — в хрупких, б — в пластичных породах; 8 — формирующиеся рудные тела.

V_1 — сравнительно быстрое движение растворов в каналах трещин; V_2 — медленное просачивание поровых растворов и диффузионное перемещение в них ионных групп металлов, $V_1 \gg V_2$

более вязок раствор, тем меньше будет его скорость движения как в порах, так и в трещинах. Минимальной, естественно, она оказывается при проникновении раствора по межзерновым пространствам. По-видимому, высококонцентрированные растворы (закрывающие в каждом литре десятки и сотни грамм растворимых соединений металлов), вообще не могут подниматься и разгружаться от растворенных в них полезных компонентов.

Качественный состав соединений металлов в гидротермальном растворе, т. е. набор металлов, извлекающихся из магматических расплавов, до сих пор недостаточно ясен.

Одни исследователи предполагают, что существуют специализированные остаточные магматические расплавы, обогащенные одним или несколькими металлами. По их представлению при застывании таких расплавов вблизи и над ними возникают зоны проявления месторождений одного определенного металла, например месторождения олова. Доказательство существования таких магматических, например оловяносных расплавов, некоторые геологи видят в том, что в интрузивных, предположительно материнских магматических породах олова содержится в 5—15 и даже более раз сравнительно со средним содержанием этого металла во всех остальных породах земной коры. Иногда подобная закономерность устанавливается и для некоторых месторождений молибдена, бора, бериллия, лития и вольфрама. В этих случаях в предположительно материнских магматических породах упомянутых металлов содержится в 2—3 раза больше, чем в окружающих породах.

Однако для остальной большой гаммы металлов — свинца, цинка, меди, золота, серебра, висмута, ртути, сурьмы и других — таких магматических тел, находящихся вблизи месторождений, не устанавливается. Для вольфрамовых, молибденовых, боровых, бериллиевых и некоторых месторождений олова характерно размещение над выступающими частями неровной кровли магматических тел гранитов. Поэтому некоторые исследователи считают, что остаточные гранитные расплавы обогащены именно этими металлами и обеднены другими. Соответственно металлоносные растворы, отделяющиеся от расплавов гранитного состава, выносят главным образом растворимые соединения вольфрама, молибдена, бора, бериллия, лития, а иногда и олова.

От других остаточных магматических расплавов, обладающих составом, приближающимся к базальтовому (т. е. обедненному кремниевой кислотой, содержащейся в количестве 45—50% и, в противовес этому, сравнительно обогащенному магнием, железом и кальцием) отщепляются растворы, содержащие соединения свинца, цинка, меди, висмута, золота, серебра, ртути, мышьяка, сурьмы и некоторых других металлов.

ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ПОСТУПЛЕНИЯ РАСТВОРОВ И САМОГО ПРОЦЕССА РУДООБРАЗОВАНИЯ

Продолжительность поступления растворов в зону рудоотложения и выпадения из них руд находится в прямой связи с продолжительностью существования остаточного магматического расплава, обогащенного соединениями металлов, т. е. с длительностью периода его застывания и отделения от него флюидов и растворов. Процесс отделения растворов, продолжительность их подъема и выпадение из них рудных и сопровождающих их минералов будут тем более длительными, чем глубже от поверхности земли находится остаточный расплав и чем

больше его объем. Процесс этот будет также более продолжительным, если расплав окажется более нагретым, а породы, перекрывающие расплав, менее проницаемы для газов и растворов и менее теплопроводны.

Д. Н. Казанли, Д. Джейгер, Г. Шнейдерхен, Е. Ларсен, Т. Лавринг и другие исследователи подсчитали, что продолжительность остывания, начиная от температур 1000° до 100—200°С сравнительно небольших объемов магмы (образующих тела, имеющие в поперечнике 3—10 км) составляет несколько миллионов лет. В течение этого времени от остывающего расплава могут отделяться в одних случаях непрерывно, в других — отдельными периодами горячие металлоносные газы и растворы.

Таблица 6

Продолжительность поступления растворов и отложения из них вольфрамовых и оловянных руд в Центральном Казахстане (в тыс. лет)

Глубина от поверхности, км	Поперечные размеры материнского магматического тела, км			
	1	3	5	10
2,5	60	540	1500	6 000
4	96	864	2400	9 600
5	120	1080	3000	12 000

Г. Н. Щерба вывел зависимость (табл. 6) между глубиной залегания рудоносного магматического очага (в настоящее время представляющего собой застывшее на глубине магматическое тело) и продолжительностью образования вольфрамовых и оловянных месторождений в Центральном Казахстане.

Таким образом, месторождение одного и того же металла в одних случаях может образоваться за несколько десятков тысяч лет, а из более глубоко расположенного расплава, занимающего обширный магматический резервуар (имеющего большой объем) — даже за десять и более миллионов лет.

Месторождения, возникающие вблизи бывшей дневной поверхности, образуются в значительно более короткое время. Американский геолог Г. Смит подсчитал, что месторождение золота Мак-Интайр, находящееся в Канаде, сформировалось неглубоко от поверхности Земли в течение 750 лет. Д. Уайт и С. Робертсон считают, что руды одного из крупных ртутных месторождений Калифорнии — Сульфур-Бенк, возникшие неглубоко от уровня земли, формировались в течение 10 тыс. лет. Достаточно достоверно установлено, что сульфидные руды меди, свинца и цинка во впадине Атлантис-2 Красного моря отлагались на протяжении 80—90 тыс. лет. На примере п-ова Челекен можно подсчитать, что для образования небольшого месторождения свинцовых руд достаточно всего нескольких сот лет, если, конечно, «скорость» накопления руд сохранится такой же, которая установлена в настоящее время, а руды при этом не рассеются и сконцентрируются в одном месте.

Если отделение флюидов и растворов от обогащенного металлами остаточного магматического расплава происходит, как правило, непрерывно, то отложение природных соединений металлов в большинстве случаев процесс прерывистый. Отложение протекает в результате поступления в зону рудоотложения отдельных четко разграниченных порций растворов, между которыми происходит перерыв в рудообразовании.

Невольно возникает вопрос, а нет ли противоречия между фактом непрерывного отщепления растворов от магматического очага и прерывистым его поступлением в зону рудоотложения? Это кажущееся противоречие можно, по-видимому, объяснить следующим образом. Сразу же по выходе из остаточного магматического расплава металлоносные флюиды и растворы начинают перемещаться вверх. Поднимаются они в породах диффузионным путем или по мельчайшим сообщающимся порам, разрушенным границам зерен, тончайшим трещинкам, а несколько выше — по более четким, но все же очень коротким трещинам. В это время металлоносные растворы движутся, очевидно, единым непрерывным фронтом, окружая как бы пламенеvidным ореолом застывающее тело материнского магматического расплава.

На глубине, где растворы попадают в корни протяженных разрывов, обстановка резко изменяется. Отсюда растворы в десятки, сотни и тысячи раз быстрее устремляются по разрывным нарушениям вверх, к месту рудоотложения. На том глубинном уровне, где возникают корни протяженных разрывов (около 5 км в гранитах, песчаниках, около 3 км — в глинистых породах), рудоносные растворы приобретают способность как бы «впрыскиваться» под значительным давлением в полости разрывов, которые отчасти и возникают под их напором (в результате гидроразрыва). Порция рудоносного раствора быстро перемещается в полости вверх до зоны рудоотложения, где из нее и кристаллизуются рудные и сопровождающие их жильные минералы.

Перемещение раствора в полостях происходит до тех пор, пока новый тектонический импульс не сожмет «корень» разрывного нарушения и не прекратит доступ потоку растворов, как бы отделив от него порцию. Новый тектонический импульс, ведущий к растрескиванию отложенного минерального вещества и к новому раскрытию полостей разрывов, обуславливает поступление очередной порции растворов, имеющей иной состав по сравнению с первой. Эта порция раствора может проникать по трещинам в ранее образовавшиеся минералы, вступать с ними и с вмещающими породами в обменные химические реакции и таким образом изменять ранние минералы.

Главными признаками, свидетельствующими о прерывистом отложении минералов из периодически поступающих порций растворов, служат наблюдаемые пересечения ранних минеральных жил агрегатами поздних минералов и цементация ими раздробленных ранних минералов. Если же условия проникновения гидротермальных растворов не изменяются и они поднимаются непрерывно без смены физико-химической обстановки, то на таких рудных месторождениях нередко нельзя выделить разновозрастных ассоциаций минералов. При этом руды чаще формируются метасоматическим путем.

Д. В. Рундквист (1965) рассчитал, что руды одного месторождения возникают за десятки и сотни тысяч лет, а отложение минералов из отдельной порции раствора (продолжительность одной стадии рудообразования) длится от одной тысячи до десятка тысяч лет. Время отложения отдельных минералов от момента их появления до конца образования измеряется десятками, сотнями и первыми тысячами лет.

ПРИЧИНЫ, ВЫЗЫВАЮЩИЕ ОТЛОЖЕНИЕ РУД

Проследим мысленно поведение порции растворов, проникшей в разрывное нарушение и поднявшейся по нему вверх. Из каждой порции растворов кристаллизация протекает по-разному на месторожде-

ниях, образующихся недалеко от поверхности земли, и для руд, формирующихся на большой глубине.

Из растворов, просочившихся в верхние горизонты земной коры, рудные и сопровождающие их жильные минералы преимущественно откладываются при снижении предела их растворимости. Они выделяются из охлаждающегося раствора в виде твердых веществ, образующих чаще неправильные, стесненные в своем росте кристаллы. Рост кристаллов обычно начинается на стенках трещин или вокруг обломков пород, нередко заполняющих полость трещин. При таком механизме выделения твердые природные соединения образуют специфические текстуры руд — друзовые, кокардовые, полосчатые, шестоватые.

Отложение руд путем заполнения полостей трещин минералами, кристаллизующимися из растворов, объясняется рядом обстоятельств. Образование твердого природного минерального соединения вызвано главным образом распадом растворимых комплексных соединений металлов при изменении содержания в растворах водородных и гидроксильных ионов, т. е. при смене кислой реакции растворов щелочной или наоборот. Ранее устойчивые комплексы, удерживавшие в литре раствора доли граммов металлов, переходят в другие химические формы, скорее всего в формы обычных сульфидов, окислов, карбонатов, сульфатов, вольфрамов и т. д. Но эти соединения чрезвычайно слабо растворимы. Буквально лишь по мере появления в растворе их следов достигается предел растворимости, и соединения выпадают в твердом виде. Эта же причина вызывает осаждение некоторых соединений металлов, переносившихся непосредственно в виде сильно разбавленных растворов сульфидов, сульфатов, карбонатов. Часто кристаллизация минералов вызывается понижением температуры и пересыщением растворов, что обуславливается испарением растворителя — воды.

Большое влияние на выпадение из растворов рудных и сопровождающих их жильных минералов оказывают поровые растворы и рассолы, находящиеся в породах верхней части земной коры. Происходит смешение гидротермальных растворов и поровых, разбавление первых, изменение их концентрации, а также щелочно-кислотных свойств. При смешении появляется новый раствор с присущими ему термодинамическими свойствами и происходят обменные реакции между компонентами двух растворов, что также ведет к выпадению рудного вещества. Иногда поровые растворы нейтральны по отношению к металлоносному гидротермальному раствору, но они, как правило, оказываются богатыми растворенным в них кислородом. Это сразу вызывает кристаллизацию рудных минералов, обладающих повышенным сродством к кислороду, например, касситерита — SnO_2 , уранинита — $\text{UO}_2 \cdot \text{UO}_3$ и др. Наряду с этим другой причиной кристаллизации минералов выступает окисление под воздействием кислорода ионов некоторых элементов, например, серы, мышьяка, сурьмы и других, несущих один или минимальный отрицательный (для данного элемента) знак валентности. В результате эти ионы приобретают иную валентность. При этом ранее растворимые соединения переходят в менее растворимые и выделяются из растворов уже не в форме, например, арсенипирита — FeAsS , а в форме блеклой руды — $\text{Cu}_{12}(\text{As,Sb})_4\text{S}_{13}$, что фиксирует переход иона As^{1-} в ион As^{3+} . Вместо сульфидов, характеризующихся отрицательной двухвалентной серой (Me_nS^{2-}), начинает выделяться барит — BaSO_4 , в котором сера заряжена положительно и находится в шестивалентной форме (S^{6+}).

В горячих металлоносных растворах всегда присутствует углекислота CO_2 . Но вот что странно — во всех рудах, образующихся при температурах 300°C и выше, природных карбонатов металлов или нет, или они развиты в крайне небольшом количестве. В чем же дело? Советские геологи С. Д. Малинин и Н. И. Хитаров выяснили, что при температурах, превышающих 300°C , углекислота представлена главным образом нейтральными недиссоциированными молекулами и оказывается полностью растворенной в воде. Когда в верхних, более холодных слоях температура металлоносных растворов снижается, углекислота начинает диссоциировать, образуя анионные группы HCO_3^{1-} и CO_3^{2-} . При взаимодействии этих групп с катионами начинают выпадать из раствора достаточно широко распространенные в средне-низкотемпературных рудах труднорастворимые минералы, такие как кальцит, сидерит и др. Все они кристаллизуются из растворов с температурой $200\text{—}100$ и даже 50°C . Ясно, что кристаллизацию минералов вызывает не просто понижение температуры, а и уменьшение растворимости природных соединений.

Следовательно, причины выпадения минералов из растворов достаточно разнообразны. К ним, в частности, кроме упомянутых, могут быть также отнесены: возрастание диссоциации ранее нейтральных газов, пересыщение раствора и потеря им газовой составляющей (вследствие скачкообразного падения давления), либо смена кислой реакции растворов щелочной и т. д.

Таким образом, руды гидротермальных месторождений образуются двойным путем — либо в результате обменных реакций, путем замещения вмещающих пород, либо путем выполнения пустот. Правда, обычно удается установить, что формирование руд происходит обоими способами, но какой-то один из них преобладает. Поэтому исследователи говорят в одних случаях о рудах выполнения, подразумевая под этим, что основная масса природных минеральных соединений, кристаллизовавшихся из растворов, выполняла различные пустоты при слабом проявлении метасоматических процессов, а в других случаях — о рудах, образующихся преимущественно в связи с процессами замещения вмещающих пород.

ГЛУБИНА ОТЛОЖЕНИЯ РУД РАЗЛИЧНЫХ МЕТАЛЛОВ И ВЕРТИКАЛЬНЫЙ РАЗМАЗ ОРУДЕНЕНИЯ

Вопрос определения глубины отложения руд различных металлов давно привлекал внимание геологов, хотя решение его до недавнего времени вызывало большие трудности.

Сейчас большинство исследователей пришло к выводу, что формирование самых верхних частей рудных тел гидротермальных месторождений происходит на глубине от нескольких сотен метров до 3 км от уровня древней поверхности. Вниз по падению рудные тела могут продолжаться на очень большой интервал. Так, например, в золоторудном месторождении Колар в Индии золото в промышленных концентрациях прослеживается от верхней кромки рудных тел на глубину $3,5\text{ км}$ и, видимо, еще будет продолжаться в глубь на некоторое расстояние. В районе полиметаллических месторождений Кер д'Ален в США верхние части рудных тел сформировались примерно на глубине 2 км . В этом районе месторождения Банкер-Хилл, Лаки Фрейди, Гекла прослеживаются от современной поверхности в глубь пород более чем на 2 км . Можно назвать еще много месторождений, на которых установ-

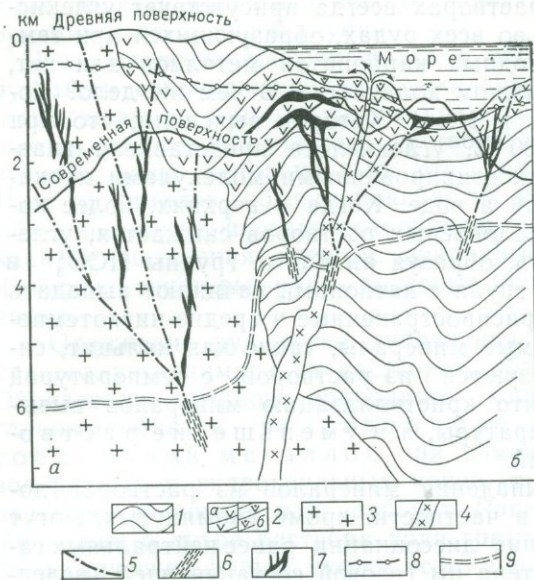


Рис. 61. Глубины формирования месторождений, характеризующихся:

а — значительным размахом руд, формирующихся в хрупких породах; *б* — сравнительно небольшим вертикальным размахом руд, локализованных в породах, способных к пластическим деформациям.

1 — породы, способные к пластическим деформациям (глинистые и слюдястые сланцы, известняки); 2 — горизонты эффузивных пород: *а* — древних, *б* — молодых, образовавшихся незадолго до оруденения; 3 — хрупкие породы (граниты, гнейсы, кристаллические сланцы); 4 — небольшие интрузивные массивы различного состава и тела, заполняющие жерла вулканов; 5 — разломы; 6 — зоны расланцованных пород; 7 — рудные тела; 8—9 — границы оруденения: 8 — верхняя, 9 — нижняя

ленный вертикальный диапазон развития руд достигает примерно 1,5 км: свинцово-цинковые месторождения Пршибрам в Чехословакии, Касапалка в Перу, Садонское свинцово-цинковое месторождение на Северном Кавказе и многие др. Следовательно, от своей верхней точки руды могут распространяться в глубину земной коры на значительное расстояние.

Многие исследователи считают, что некоторые месторождения возникают почти на поверхности земли. Это отдельные ртутные, а также медноколчеданные месторождения, сложенные массивными и вкрапленными рудами сульфидов железа, меди, цинка и частью свинца. Колчеданные руды некоторых месторождений меди откладывались на дне, чаще во впадинах дна морей, в глубоководных заливах. Выпадали они из растворов, поднимавшихся вдоль рифтовых зон из нижних горизонтов земной коры. Руды отлагались под толщей морской воды, чаще на глубине многих сотен метров и нескольких километров, т. е. когда давление воды на участке дна достигало 70—200 кгс/см² и более (рис. 61).

В коренных породах земной коры верхняя часть рудных тел может образоваться, начиная от самой верхней кромки древней поверхности до глубины 3 км и частью более. От этого уровня вниз по падению рудные тела прослеживаются до глубины 5—6 км (см. рис. 61). Исследования показали, что месторождения какого-то одного металла преимущественно возникают на своем, характерном для него оптимальном интервале глубины. В. Н. Котляр все данные о глубине распространения оруденения свел в таблицу, на которой показана верхняя и нижняя границы отложения руд в земной коре и максимально возможный вертикальный размах распространения руд (табл. 7).

КЛАССИФИКАЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Классификация гидротермальных месторождений представляет собой достаточно сложную проблему, которая решается различными авторами по-разному. Одни исследователи считают, что в основу клас-

Границы отложения руд в гидротермальных месторождениях и вертикальный размах оруденения (в км)

Типы гидротермальных месторождений	Глубина образования верхних частей рудных тел	Максимальная нижняя граница распространения руд от древней поверхности	Максимально возможный вертикальный диапазон оруденения
Скарновые месторождения свинцовых, вольфрамовых и других руд	1,5—2,5	5,0—5,5	До 2,5
Месторождения высокотемпературных оловянных, вольфрамовых, молибденовых руд	1,5—2,0	4—4,5	До 2,0
Месторождения высоко- и среднетемпературных полиметаллических, золотых, медных и некоторых других руд	0,5—3,0	5,5—6,5	До 3,5—4,0
Месторождения преимущественно средне- и низкотемпературных золото-серебряных, оловянных, полиметаллических, медных, урановых, ртутных, сурьмяных и других руд близ-поверхностного происхождения	0,5—1,0	2,0—2,5	0,3—1,5
Месторождения среднетемпературных колчеданных руд, образующихся из растворов на дне морей, низкотемпературных руд ртути, а также руд бора, образующихся из средне-низкотемпературных растворов в вулканических областях	0,3	0,6	До 0,3

сификации следует положить геологические условия формирования этих месторождений и, в частности, глубину формирования их верхней части, вертикальный размах оруденения, состав вмещающих пород, в пределах которых они сформировались, а также генетическую связь оруденения с изверженными породами. Другие геологи высказывают мнение, что за главные классификационные признаки необходимо принимать минеральный состав руд и состав околорудноизмененных вмещающих пород, в которых рассматриваемые месторождения сформировались. Наконец, многие отечественные и зарубежные исследователи и, прежде всего, В. Лингрен предложили классифицировать гидротермальные месторождения по физико-химическим условиям их формирования и, в частности, по температуре отложения руд из гидротермальных растворов.

Установлено, что глубина формирования оруденения от поверхности, существовавшей в процессе минерализации, у многих гидротермальных месторождений достаточно близка, и этот критерий в качестве основного классификационного признака далеко не всегда удается обосновать. Трудно также принимать за основу классификации состав вмещающих пород, поскольку гидротермальное оруденение может сформироваться среди горных пород разного происхождения, в том числе осадочного, изверженного и метаморфического. Что же касается генетической связи гидротермального оруденения с изверженными породами, обнажающимися на дневной поверхности, то во всех случаях точно установить ее очень сложно. Оруденение в действительности может быть генетически связано не с отдельными выходами изверженных пород, а с глубинными магматическими очагами, либо даже с верхней мантией.

Ввиду большого разнообразия минерального состава руд гидротермальных месторождений, крайне сложно за основу классификации принимать также минеральный состав руд. Следовательно, единственным

общим классификационным признаком могут служить только физико-химические условия образования. Однако не все эти условия могут быть приняты во внимание. Наиболее важными являются: температура рудоотложения, давление, при котором происходит формирование руд, и концентрация металлов в рудоносных растворах. Из всех этих физико-химических параметров в настоящее время наиболее надежно может быть определена лишь температура рудообразования.

Для этого используют включения жидкости и газа, захваченные образующимися из рудоносных растворов кристаллами минералов, слагающих руды. Для минералов, которые могут изучаться под микроскопом в проходящем свете и к которым относятся все жильные минералы, определение температуры формирования производится так называемым методом гомогенизации.

Пластинка минерала, содержащего включения жидкости и газа, помещается в специальное нагревающее устройство, где удается выявлять момент и температуру перехода всей жидкости, входящей в состав включения, в газ. Эта температура и будет соответствовать температуре, при которой изучаемый минерал кристаллизовался из растворов.

Для сульфидов и других рудных минералов¹, непрозрачных в проходящем свете, включений пузырьков жидкости и газа непосредственно наблюдать не удается. Однако такие пузырьки находятся и в этих минералах. При нагревании последних жидкость переходит в газ, давление повышается и пузырьки эти взрываются или, как принято называть, растрескиваются. Температура растрескивания пузырьков определяется в специальных нагревательных установках. Эта температура и соответствует температуре кристаллизации изучаемых минералов. Сам же метод определения температуры растрескивания пузырьков газа в минералах называется методом декрепитации. Подвергая изучению находящиеся в парагенезисе жильные и рудные минералы методами гомогенизации и декрепитации, удается достаточно точно, с ошибкой не более 10—20 °С, определить температуру кристаллизации руд. Имеются и другие способы определения температуры кристаллизации минералов.

Проведенные с помощью всех известных методов исследования показали, что температура образования минералов, входящих в состав руд гидротермальных месторождений и околорудноизмененных вмещающих пород, изменяется в широких пределах — от 75° до 450—500 °С. В результате всю генетическую группу гидротермальных месторождений можно разделить на три класса:

1. Высокотемпературные, возникающие при температуре 300—500 °С.
2. Среднетемпературные, образующиеся при температуре 200—300 °С.
3. Низкотемпературные, формирующиеся при температуре 75—200 °С.

Внутри каждого класса гидротермальных месторождений в зависимости от состава руд и околорудноизмененных вмещающих пород, а также от формы и условий залегания рудных тел, выделяют так называемые рудные формации и промышленные типы месторождений.

Согласно уточненному определению С. С. Смирнова, под рудной формацией целесообразно понимать группу характерных минераль-

¹ Сами эти минералы и их взаимоотношения изучаются под микроскопом в отраженном свете.

ных ассоциаций, независимых от времени формирования и отличающихся от других групп ассоциацией (т. е. от других рудных формаций), общностью образования и геологической обстановкой размещения. Месторождения и рудопроявления, руды которых сложены такой группой ассоциаций, являются представителями этой рудной формации. Например, достаточно распространены месторождения кварц-(карбонат)¹-галенит-сфалеритовой и кварц-адуляр-золото-(теллуридно)¹-серебросульфосолевой формации.

Промышленным типом месторождения называют месторождения определенных рудных формаций, имеющих при современном уровне техники промышленное значение, например, месторождения жильного кварц-карбонат-полиметаллического и близповерхностного золото-серебряного типа.

В настоящей книге не рассматриваются примеры рудных формаций и промышленных типов месторождений, так как главной задачей ее является изложение генетических условий формирования и примеров различных, в том числе и гидротермальных месторождений. В соответствии с принятым разделением гидротермальных месторождений по температуре образования руд, рассмотрим наиболее характерные для каждого класса примеры месторождений важнейших металлов.

ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К высокотемпературному классу относятся гидротермальные месторождения молибдена, вольфрама, олова, частично золота и некоторых других металлов. Общей особенностью этих месторождений является то, что они тяготеют к гранитным интрузивным массивам, особенно к их апикальным частям, и залегают как внутри этих массивов, так и в породах кровли, прорванных ими. В морфологическом отношении рудные тела представлены штокверковыми зонами либо трещинными жилами. Граниты и другие вмещающие породы подвергнуты специфическому окolorудному изменению, получившему название грейзенизации. Оно выражается в том, что породообразующие полевые шпаты под воздействием высокотемпературных предрудных растворов, насыщенных газами, замещаются мусковитом и кварцем. В измененной породе часто возникают литиевая слюда — циннвальдит и целая серия минералов, содержащих летучие компоненты, в частности фтор и бор. В случае нахождения в растворах первого из них возникает прозрачный минерал топаз ($Al_2SiO_4(F,OH_2)$) или темно-фиолетовый флюорит, а при наличии бора — турмалин — $(Na, Ca)Fe_6(Si_6Al_3B_3O_{24})(OH, O)_6$. Последний представлен черными вытянутыми кристаллами, которые в сечении обладают формой сферических треугольников. В грейзенах часто развивается также вкрапленность пирита.

В случае грейзенизации пород, по составу резко отличающихся от гранитов, минеральный состав этих образований существенно изменяется. В частности, если грейзенизации подвергаются породы основного состава, например дайки диабазового порфирита, то вместо мусковита накапливается темная слюда биотит, вся порода приобретает темно-коричневый цвет, напоминающий табак, и получает название «табашка». Такого рода окolorудные изменения характерны для высокотемпературных золоторудных месторождений. В рассматриваемой измененной породе обычно фторсодержащие минералы не возникают, но развивается турмалин. Известны случаи, когда весь процесс грейзени-

¹ Присутствует не всегда.

зации выражается в альбитизации породы, и тогда она называется альбититом. В таких породах обычно концентрируются минералы ниобия, тантала, редких земель, а иногда и урана.

В ряде случаев грейзены не сопровождаются жильным кварцем и сами по себе несут вкрапленность рудных минералов, например касситерита, вольфрамита, молибденита и др. В таких случаях тело грейзенов и является рудным телом, а месторождения относятся к грейзеновым или альбититовым формациям. В частности, например, довольно широко развиты формации оловоносных грейзенов, вольфрамоносных грейзенов, ураноносных альбититов и т. д. В большинстве случаев в высокотемпературных гидротермальных месторождениях грейзенизация сопутствует кварцево-рудным жилам. Главная масса рудных минералов — молибденита, вольфрамита, касситерита, иногда берилла и других — концентрируется в зальбандах этих жил и частью в их внутренних частях. В этом случае грейзенизированные породы также могут нести вкрапленность рудных минералов, но, как правило, кристаллы этих минералов представляют собой более раннюю генерацию и обычно обладают более мелкими размерами.

Месторождения, представленные кварцевыми жилами, несущими рудную минерализацию, и сопровождающиеся грейзенизацией вмещающих пород, относятся к кварцево-рудным формациям. Это, в частности, месторождения касситерит-кварцевой, вольфрамит-кварцевой, молибденит-кварцевой формации и др. Для этих месторождений общим является то, что они возникают в 3—4 стадии, причем с первой стадией обычно связывается грейзенизация, предшествующая оруденению, а с последней — развитие безрудных кварцевых прожилков. Продуктивны, как правило, вторая и третья стадии, в течение которых выделяются рудные минералы ранних генераций, а затем главные, ассоциирующиеся с кварцем.

В ряде примеров рассматриваемых месторождений наибольшая концентрация металлов наблюдается непосредственно в гранитах под породами кровли, прорванными этими гранитами. Это характерно для тех случаев, когда породы кровли относятся к малопроницаемым разностям; они служили экраном для рудоносных растворов, поступавших в зону рудоотложения из более глубоких горизонтов.

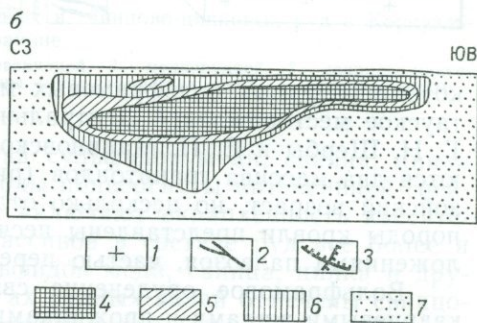
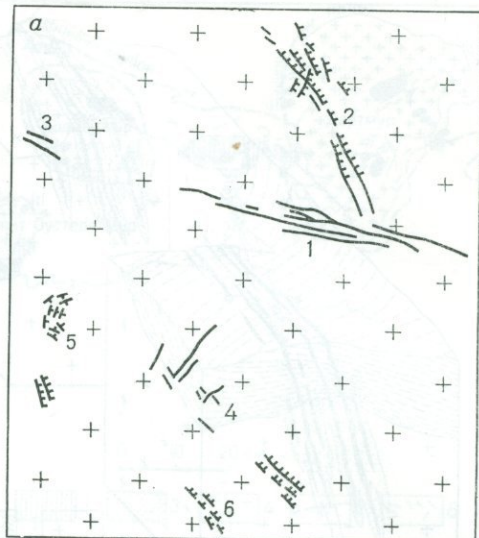
Рудные тела рассматриваемых месторождений развиваются как вдоль зон мелкой трещиноватости, так и вдоль протяженных разрывных нарушений. В первом случае оруденение распространяется на относительно небольшую глубину, не превышающую 150—200 м, максимальная концентрация его наблюдается под малопроницаемыми породами кровли. Рудные тела, приуроченные к крупным разрывным нарушениям, имеют значительное протяжение и вертикальный размах, иногда достигающий 1000 м и более.

Типичным примером молибденовых месторождений является Восточно-Коунрадское в Центральном Казахстане. Площадь месторождения сложена гранитами верхнепалеозойского возраста, прорывающими осадочные, эффузивные и интрузивные породы более раннего палеозоя. Восточно-Коунрадское месторождение представлено системой крутопадающих кулисообразных, заходящих друг за друга кварц-молибденитовых жил северо-западного простирания, часто сопровождаемых рудными апофизами. Жилы сложены сливным либо полосчатым кварцем, обладают незначительной мощностью и во всех случаях сопровождаются грейзенизацией вмещающих гранитов. Главный рудный минерал молибденит образует крупные скопления чешуек в кварце и особенно в оторочках кварцевых жил. В грейзенах распространены мел-

Рис. 62. Размещение жильных вольфрамовых и молибденовых месторождений на площади Коунрадского рудного поля (а) и минерализации в плоскости главного Восточно-Коунрадского месторождения (б). а — по Г. И. Зиновьеву; б — по Ф. В. Чухрову.

В средней части рудоносной площади сформировались жилы с более высокотемпературными молибденовыми, а по периферии — с менее высокотемпературными вольфрамовыми рудами. Месторождения: 1 — Восточный Коунрад, 2 — Северный Коунрад, 3 — Северная площадь, 4 — Южный Коунрад, 5 — Вольфрамовые сопки, 6 — Шеелитовые жилы.

1 — граниты; 2 — кварц-молибденовые жилы; 3 — кварцевые жилы с вольфрамовой минерализацией; 4 — богатые молибденовые руды; 5 — рядовые руды; 6 — бедные руды; 7 — непромышленная молибденовая минерализация



кие чешуйки молибденита. Из других минералов отмечаются пирит, вольфрамит, сфалерит, альбит, мусковит, флюорит и др.

К северу, западу и югу от Восточно-Коунрадского, в том же массиве гранитов находятся и другие месторождения (рис. 62, а). Минеральный состав руд всех этих месторождений характеризуется четко проявленной горизонтальной зональностью. Так, кварцевые жилы, прослеживающиеся вблизи Восточно-Коунрадского месторождения,

отличаются широким развитием молибденита. В более удаленных жилах резко преобладают минералы вольфрама — шеелит и вольфрамит.

Вертикальная зональность минеральных образований проявлена и в отдельных жилах, в частности, в основной рудной жиле Восточно-Коунрадского месторождения. Здесь Ф. В. Чухров выделяет три вертикальные зоны, отличающиеся минерализацией и составом околорудных грейзенов: надрудную, рудную и подрудную. В надрудной зоне жилы характеризуются низким содержанием молибденита и других рудных минералов (см. рис. 62, б). Но в этой зоне грейзены содержат повышенное количество мусковита и обладают слюдисто-кварцевым составом. Ниже прослеживается рудная зона. В ее пределах содержание молибденита является промышленным как в кварцевых жилах и их оторочках, так и в грейзенах. Последние в основном сложены кварцем при незначительном развитии других минералов. Рудная зона ниже постепенно, иногда резко, переходит в подрудную, характеризующуюся низким содержанием молибденита и других минералов. Грейзен почти полностью сложен кварцем, содержащим незамещенные остатки породообразующего полевого шпата.

По данным Ф. В. Чухрова, рудная зона имеет пологое западное склонение (см. рис. 62, б), поэтому к западу от нее вскрываются жилы надрудной зоны, а к востоку — подрудная зона. При этом мощность

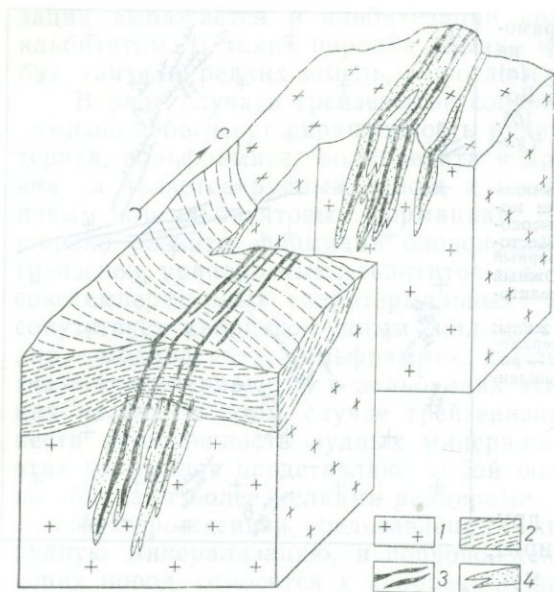


Рис. 63. Блок-диаграмма грейзенного молибден-вольфрамового месторождения Акчатау, иллюстрирующая строение рудной зоны и локализацию руд в жилах под малопроницаемым для растворов экраном глинистых сланцев и песчаников. Составлена по материалам Е. П. Малиновского (1965 г.), упрощена авторами.

1 — граниты; 2 — перемежающиеся пласты глинистых сланцев и песчаников; 3 — рудные кварцевые жилы; 4 — кварц-мусковитовые грейзены с молибденовым и вольфрамовым оруденением

грейзенов, сопровождающих кварцевые жилы, с глубиной существенно уменьшается.

Типичным примером гидротермальных выс-

котемпературных вольфрамовых месторождений может служить Акчатауское месторождение Центрального Казахстана. Здесь, по данным Г. Н. Щербы и Е. П. Малиновского, на рудоносной площади обнажаются два массива гранитоидов (рис. 63). Оба они имеют позднепалеозойский возраст, но несколько отличаются составом. Прорванные ими породы кровли представлены песчано-сланцевыми и эффузивными отложениями палеозоя, частью перешедшими во вторичные кварциты.

Вольфрамовое оруденение связано с рудоносными грейзенами, кварцевыми жилами и прожилками и кварц-мусковит-редкометалльными жилами. Оруденение развито в апикальной части гранитных массивов в виде рудных тел, представленных рудоносными грейзенами, либо кварцево-рудных жил, сопровождаемых грейзенизацией вмещающих пород. Грейзены преимущественно кварцевые, кварц-топазовые и кварц-мусковитовые, содержат рассеянную вкрапленность вольфрамита, частично молибденита, а также некоторые минералы редких металлов. Состав кварцевых жил в общем такой же, что и самих грейзенов. Некоторые жилы из гранитов переходят в породы кровли, сложенные песчаниками. Рудные тела развились не вдоль сравнительно крупных и выдержанных разрывов, а по серии мелких трещин внутри гранитоидов, иногда проникающих в их контакты с вмещающими породами. В общем рудные тела имеют незначительный вертикальный размах. Максимальная концентрация оруденения наблюдается под контактом слабопроницаемых пород кровли.

Наиболее типичными месторождениями касситерит-кварцевой формации являются месторождения Корнуэльского полуострова в Англии. Разработка их проводится более 2000 лет. За этот период было добыто 2 млн. т олова, в том числе 750 тыс. т из россыпей. В общей сложности в разное время на Корнуэльском полуострове добыча руд производилась на 180 рудниках. Большинство этих месторождений имеют сходные черты. Касситерит-кварцевые жилы залегают в массивах гранитов, прорывающих интенсивно смятые в складки песчано-сланцевые отложения палеозоя. Меньшая часть рудных жил расположена и среди этих отложений. Главная масса жил выполнена кварцем с вкрапленностью

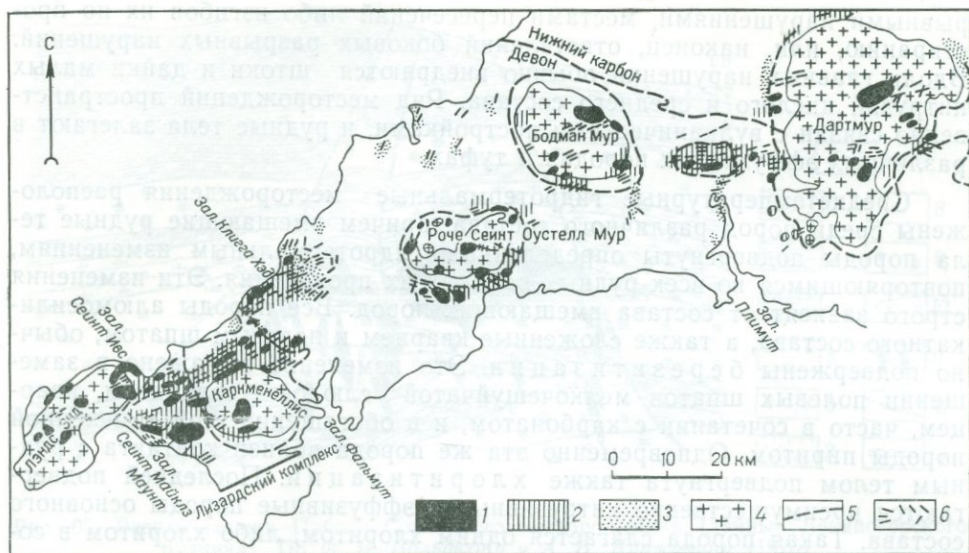


Рис. 64. Схема размещения оловянных, медных и свинцово-цинковых руд в Корнуэльском районе.

1—3 — участки развития минерализации: 1 — оловянной, 2 — медной, 3 — свинцово-цинковой; 4 — массивы гранитов; 5 — внешние границы метаморфических толщ; 6 — рудные жилы

касситерита и небольшого количества сульфидов меди, свинца, цинка и других металлов. Вмещающие породы подвергнуты интенсивной грейзенизации. Местами грейзены также включают вкрапленность касситерита. По удалению от гранитных массивов в составе руд все более и более увеличивается количество сульфидов меди, свинца, цинка и других металлов; в результате на флангах рудных полей отмечены свинцово-цинковые руды, практически не несущие олова (рис. 64).

В распределении рудной минерализации в крупных рудных телах наблюдается вертикальная зональность оруденения. Так, в известной рудной жиле Далькоаф протяженностью около 6 км и вскрытой до глубины 1200 м, вертикальная зональность выражена в следующем. С глубины 1200 и до 800 м от поверхности развиты кварц-касситеритовые руды без соединений других металлов. На глубине 800—300 м с касситеритом ассоциируют сульфиды меди и вольфрамит. Выше 300 м и до земной поверхности из рудных минералов в основном развиты халькопирит и сульфиды других металлов.

СРЕДНЕТЕМПЕРАТУРНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Класс среднетемпературных гидротермальных месторождений объединяет месторождения очень многих металлов. В этом классе сконцентрировано много месторождений меди, свинца и цинка, висмута, золота, кобальта и частью сурьмы, никеля, олова, вольфрама, молибдена, урана и др. Наряду с главными ведущими металлами руды этих месторождений, и прежде всего медные, свинцово-цинковые, оловянные, молибденовые и другие, концентрируют также благородные металлы, многие редкие и рассеянные элементы.

Среднетемпературные гидротермальные месторождения в большинстве случаев не тяготеют к выходам гранитных батолитов, их пространственное расположение определяется, как правило, крупными раз-

рывными нарушениями, местами пересечений либо изгибов их по простиранию, или, наконец, ответвлений боковых разрывных нарушений. Вдоль главных нарушений обычно внедряются штоки и дайки малых интрузий кислого и среднего состава. Ряд месторождений пространственно связан с вулканическими постройками, и рудные тела залегают в различных эффузивных породах и туфах.

Среднетемпературные гидротермальные месторождения расположены среди пород различного состава, причем вмещающие рудные тела породы подвергнуты определенным гидротермальным изменениям, повторяющимся во всех рудных районах их проявления. Эти изменения строго зависят от состава вмещающих пород. Все породы алюмосиликатного состава, а также сложенные кварцем и полевым шпатом, обычно подвержены березитизации. Это изменение выражено в замещении полевых шпатов мелкочешуйчатой слюдой — серицитом, кварцем, часто в сочетании с карбонатом, и в обогащении этой измененной породы пиритом. Одновременно эта же порода вблизи контакта с рудным телом подвергнута также хлоритизации. Последней подвергаются преимущественно интрузивные и эффузивные породы основного состава. Такая порода слагается одним хлоритом, либо хлоритом в сочетании с турмалином, кварцем, серицитом и некоторыми другими минералами.

Вмещающие карбонатные породы вблизи рудных тел окварцованы либо подвергнуты доломитизации. Рудные тела, залегающие в основных породах типа габбро или близких к ним, лиственитизированы. Характерной чертой их является проявление магнево-железистых карбонатов типа $(Mg, Fe)CO_3$ и других, одновременное окварцевание пород и обогащение их тальком, хлоритом и некоторыми другими минералами. Мощность гидротермально измененных пород изменяется в широких пределах — от нескольких метров до 10 м и более; интенсивность изменения обычно уменьшается от рудного тела в сторону неизмененных пород.

Среднетемпературные месторождения включают много промышленных типов и концентрируют большое количество разнообразных металлов. В частности, к среднетемпературным относится ряд месторождений: медных, серноколчеданных, медноколчеданных, свинцово-цинковых, золоторудных, оловянных (касситерит-сульфидных), вольфрамовых, молибденовых, сурьмяных, никель-кобальтовых, кобальтовых и др. Руды этих месторождений формировались обычно в несколько стадий минерализации. Для многих месторождений характерно проявление как вертикальной, так и горизонтальной зональности оруденения (см. гл. 2). Для многих среднетемпературных месторождений характерно развитие колломорфных, полосчатых, брекчиевидных и массивных текстур, концентрически-скорлуповатых и зернистых структур.

Рудные тела обладают самой разнообразной формой. В однородных породах (гранитах, гнейсах и др.) это обычно жилы и минерализованные зоны, сопровождаемые рудными столбами. В слоистых толщах, смятых в складки, развиты седловидные жилы, залегающие в шарнирах складок, а также пласто- и линзообразные тела. В карбонатных породах очень часто возникают сложные трубообразные тела, которые вверх по восстанию часто разветвляются и образуют своеобразные «рудные деревья», представленные основным стволом и целой серией боковых рудных ответвлений. В апикальных частях интрузивных тел и в окружающих их породах кровли, а также в жерлах вулканических сооружений часто распространены рудоносные штокверки.

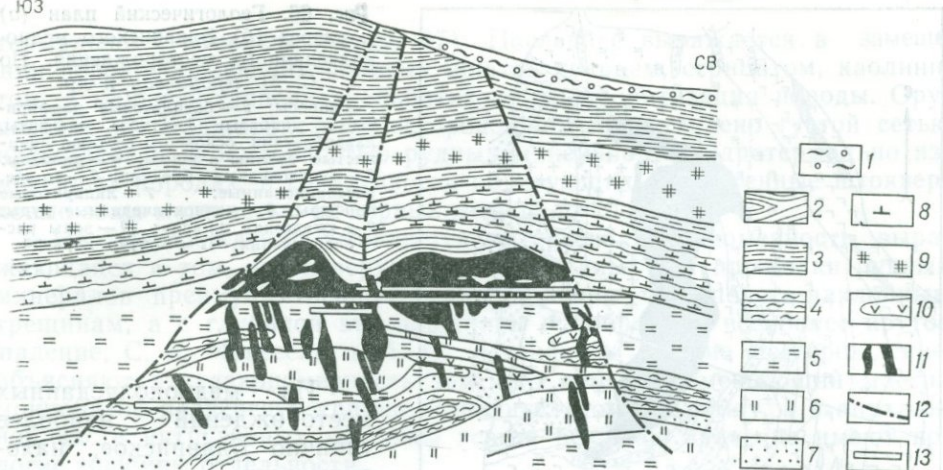


Рис. 65. Разрез залежи Победа Сокольного месторождения (данные Ленингорского рудника). По Ф. И. Вольфсону и А. В. Дружинину (1975).

1 — рыхлые отложения; 2 — алевролиты; 3 — серицитизированные алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — роговики; 6 — серицит-хлорит-кварцевые породы; 7 — серицитовые микрокварциты; 8 — агломератовые туффиты; 9 — кварцевые альбит-порфиры; 10 — диабазы и диабазовые порфиры; 11 — сульфидные рудные тела; 12 — разрывные нарушения; 13 — горизонтальные горные выработки

Они несут прожилково-вкрапленное оруденение, распространенное в значительном объеме гидротермально измененных пород, иногда достигающим 1 км^3 и более.

Из свинцово-цинковых к среднетемпературным гидротермальным месторождениям следует отнести Сокольное, находящееся в Ленингорском рудном поле на Алтае (рис. 65). Рудные тела этого месторождения залегают в слоистых осадочных и частью в изверженных породах палеозоя. Среди них выделяются плотные, мало проницаемые для рудоносных растворов алевролиты, включающие горизонт изверженных пород, залегающих над рудными телами. Сами рудные тела сформировались в роговиках или микрокварцитах, легко подвергающихся дроблению; под ними находятся гидротермально измененные туфы разного состава. Рудные тела преимущественно залегают согласно слоистости вмещающих пород, местами секут ее. Залегают они в клине пород, заключенном между дорудными секущими разрывными нарушениями. По этим нарушениям из нижних горизонтов и поднимались рудоносные растворы, которые в зоне рудоотложения проникли в наиболее раздробленную часть роговииков и гидротермально измененных туфов. В результате раскристаллизации этих растворов и возникли рудные тела, которые формировались путем метасоматического замещения рудными и сопровождающими их жильными минералами вмещающих пород.

Руды в верхней части рудных тел богаты, массивные, в преобладающей массе прожилково-вкрапленные. Основные рудные минералы рассматриваемого месторождения сфалерит, галенит, халькопирит, пирит. В подчиненном количестве развиты блеклые руды, арсенопирит, сульфосоли серебра и др. Жильные минералы представлены кварцем, баритом, карбонатами — доломитом и кальцитом. Рудные минералы тонкозернистые и находятся в тесном сростании, что затрудняет их обогащение.

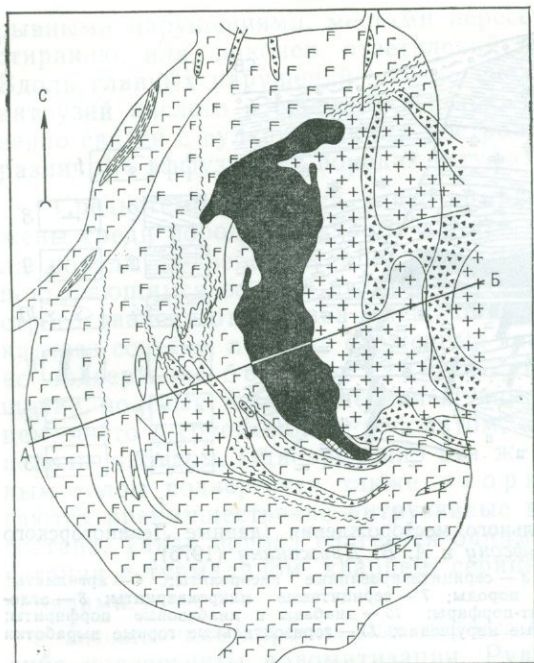


Рис. 66. Геологический план (а) и разрез (б) Блявинского медно-колчеданного месторождения. По С. М. Кропачеву и др.

1 — наносы; 2 — базальтовые порфири-ты и диабазы; 3 — туфы, туффиты, лавобрекчии основного состава, кремнистые сланцы и яшмы; 4 — диабазы; 5 — эксплозивные брекчии; 6 — то же, рассланцованные; 7 — липаритовые порфиры; 8 — медноколчеданные руды; 9 — «железная шляпа»; 10 — зоны расланцевания; 11 — контур карьера

Из медноколчеданных месторождений наиболее типично Блявинское, находящееся на западном склоне Южного Урала. Площадь месторождения сложена эффузивно-осадочными образованиями палеозоя, прорванными интрузивными телами основного состава и осложненными разрывами субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простирания, в узле пересечения которых и сформировалось оруденение. Всего на месторождении известно четыре линзообразных тела, залегающих вдоль контакта основных изверженных пород с висячего бока и кислых — с лежащего.

По размерам наиболее значительно Северное рудное тело (рис. 66), для которого отчетливо устанавливается вертикальная вторичная зональность (сверху вниз): 1) зона окисленных руд; 2) зона выщелачивания; 3) зона вторичного сульфидно-окисного обогащения; 4) зона первичных руд. Сложены первичные руды пиритом, халькопиритом, сфалеритом, в небольших количествах развиты галенит, блеклые руды и некоторые другие минералы. Из жильных минералов встречены кварц, барит и поздние карбонаты.

Блявинское месторождение характеризуется относительно высоким содержанием меди в рудах, широким развитием колломорфных текстур, значительным вертикальным размахом зоны вторичного сульфидного обогащения.

Из месторождений медно-порфировых руд, несущих в промышленных концентрациях и молибденовое оруденение, рассмотрим Каджаранское месторождение в АрмССР. Это месторождение залегает в интрузивных породах кайнозойского возраста, отвечающих по составу монцитонитам (порода, содержащая в своем составе основной плагиоклаз и калиевый полевой шпат).

Медно-молибденовое оруденение развито в монцитонитах, рассеченных дайками интрузивных пород и подвергнутых интенсивному гидро-

термальному изменению (рис. 67). Последнее выражается в замещении породообразующих полевых шпатов кварцем, серицитом, каолинином, в меньшей степени в альбитизации и хлоритизации породы. Оруденение на Каджаранском месторождении представлено густой сетью прожилков и вкрапленностью рудных минералов в гидротермально измененных породах, в совокупности образующих протяженные штокверковые зоны мощностью от первых метров до 20—25 м.

На месторождении выявляется интересная закономерность, выражающаяся в том, что в верхней части рудных тел прожилки рудных минералов преимущественно распространены по полого-наклонным трещинам, а с глубиной эти прожилки приобретают все более крутое падение, С. А. Мовсеян и М. П. Исаенко, изучавшие месторождение, объясняют эту закономерность тем, что сам рудовмещающий массив монцонитов подвергнут крайне незначительному размыву, а в апикальной части интрузивных массивов всегда основное значение имеют пологие трещины отдельности.

Второй особенностью месторождения является то, что интрузивные дайки порфиров, пересекающие оруденелые монцониты, практически не несут руд, но сами внедрились в дорудное время. Это объясняется тем, что упомянутые дайки характеризуются большой вязкостью и слабо подвергались трещинообразованию.

Из рудных минералов в пределах штокверковых зон преобладают халькопирит и молибденит. В небольших количествах развиты борнит, сфалерит, галенит и ряд других минералов. Вся минерализация развивалась в семь стадий, среди которых основное значение имеет собственно молибденитовая и молибденит-халькопиритовая.

В распределении полезных компонентов отчетливо проявляется зональность. Она выражается в том, что при движении с запада на восток, по мере удаления от Дебаклинского разлома, концентрация молибдена в рудах постепенно уменьшается, а содержание меди увеличивается. С глубиной содержание меди в руде уменьшается с незначительным снижением содержания молибдена.

Из полезных компонентов помимо меди и молибдена в составе руд содержатся рений, селен, теллур и другие рассеянные элементы. Рений в основном связан с молибденитом, а остальные с халькопиритом, частью с пиритом и другими сульфидами. Каджаранское месторождение, так же как и другие штокверковые медные месторождения прожилко-

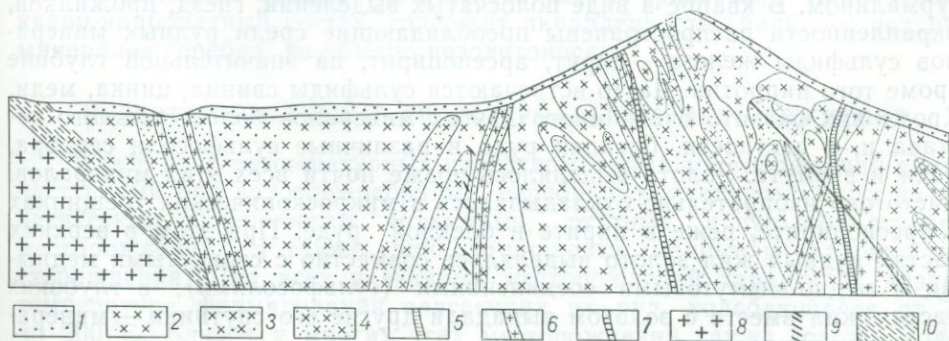


Рис. 67. Схематический геологический разрез Каджаранского медно-молибденового месторождения. По К. А. Карамяну.

1 — современные образования; 2 — неизменные монцониты; 3 — слабо гидротермально измененные монцониты; 4 — интенсивно гидротермально измененные монцониты; 5 — дайки гранодиорит-порфиров первого этапа внедрения; 6 — дайки гранодиорит-порфиров второго этапа внедрения; 7 — дайка лампрофиров; 8 — порфировидные гранодиориты; 9 — кварцево-рудные жилы; 10 — зона разлома

во-вкрапленных руд, успешно разрабатывается открытыми карьерами с применением мощной современной техники.

В целом же прожилково-вкрапленные медно-молибденовые месторождения, а иногда только молибденовые имеют особо важное экономическое значение в горной промышленности многих стран. Наиболее крупное в мире молибденовое месторождение Клеймакс с запасами более 850 тыс. тонн относится к этому типу.

Крупнейшие месторождения меди, из руд которых попутно извлекается также молибден, представлены прожилково-вкрапленными рудными объектами. Большое их число находится в США, Чили, Канаде и др. Они известны в СССР, МНР и других странах.

К рассматриваемому классу среднетемпературных месторождений принадлежит также подавляющее большинство жильных месторождений свинцово-цинковых, золотых, висмутовых, урановых, медно-молибденовых руд.

Интересным примером является одно из золоторудных месторождений в Восточной Сибири, разработка которого началась еще в конце прошлого века. Рудные жилы на месторождении образовались в многочисленной серии трещин между тремя параллельными рудоподводящими разломами — Северо-Западным, Главным и Восточным (рис. 68). Между Главным и Восточным разломом рудовмещающие трещины проявились главным образом в гранодиоритах, разбив весь участок между разломами на блоки, вытянутые в поперечном северо-восточном направлении.

Юго-западнее, между Главным и Северо-Западным разломами, трещины развились в породах основного состава. Для этой части месторождения характерно появление участков, вытягивающихся надобие серии клавиш в северо-восточном направлении. Каждая такая «клавиша», отделенная от других с обеих длинных сторон небольшими разломами, обычно называется в геологии тектоническим блоком. Именно такие блоки, распространенные в юго-западной и западной части месторождения, вытянутые в северо-восточном направлении, оказались оруденелыми. В них, тоже в поперечном направлении по отношению к длинной стороне блока, образовались трещины, протягивающиеся с юго-востока на северо-запад. В этих трещинах возникли сравнительно мощные жилы (см. рис. 68).

Жилы на месторождении сложены кварцем, в меньшей степени турмалином. В кварце в виде полосчатых выделений, гнезд, прожилков, вкрапленности распространены преобладающие среди рудных минералов сульфиды железа — пирит, арсенопирит, на значительной глубине кроме того пирротин. Часто встречаются сульфиды свинца, цинка, меди. Кроме них развито очень много других минералов более сложного состава и, в частности, блеклая руда и различные сульфосоли серебра, меди и висмута. Золото выделялось позже почти всех этих минералов. Часто оно избирательно откладывалось в микроскопических трещинках в арсенопирите, реже в пирите и блеклой руде. При этом в верхних частях рудных жил золото выделялось совместно с сернистыми медными и медно-висмутовыми соединениями (сульфосолями); в глубоких частях жил вместе с золотом выпадали другие его спутники — минералы висмута и теллура.

Золото на месторождении мелкое, размер золотинок обычно первые десятки микрометра, но изредка в кварце наблюдается видимое невооруженным глазом золото и тогда золотинок имеют размер 0,2—3 мм.

На месторождении очень четко проявилась минеральная зональность. Такие минералы, как турмалин и пирит, образовавшиеся одни-

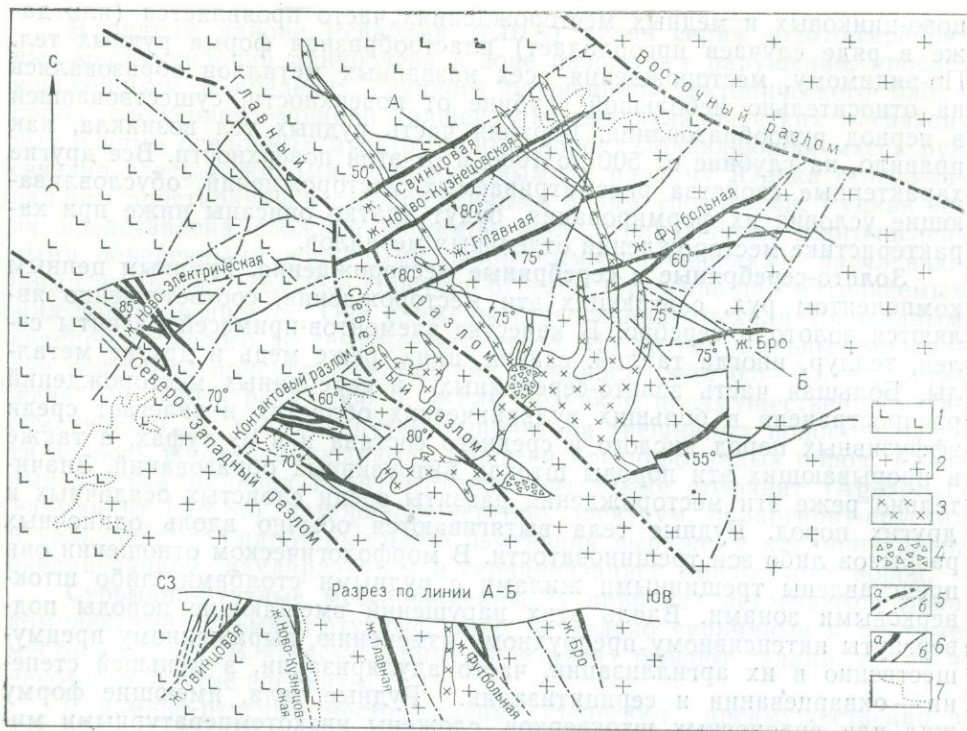


Рис. 68. Схематический план и разрез одного из золоторудных месторождений Восточной Сибири.

1 — породы основного состава: габбро, диабазы, а также метаморфизованные породы — амфиболиты; 2 — гранитоиды — гранодиориты, граниты, в меньшей степени диориты; 3 — плагиоклазовые гранит-порфиры; 4 — тела, сложенные брекчией гранит-порфиров; 5 — разломы (а) и мелкие разрывы (б); 6 — золоторудные жилы: а — главные с богатыми рудами, б — второстепенные; 7 — контакт между породами основного состава и гранитоидами

ми из первых на месторождении, наиболее обильны в участках жил, примыкающих к рудоконтролирующим разломам, видимо в самом начале минерализации служившими каналами для ранних порций растворов. Со скоплениями пирита связаны рядовые руды золота. Средние части жил богаты позднее образовавшимся (сравнительно с пиритом и турмалином) арсенопиритом, концентрирующим основное золотое оруденение. Фланги жил, удаленные от разломов, часто имеют кварц-карбонатный состав, содержат вкрапленность наиболее поздних минералов серебра, но обычно незолотоносны.

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Класс низкотемпературных гидротермальных месторождений включает целый ряд золото-серебряных, серебряных, сходных с ними по генетическим особенностям сурьмяных, ртутных и сурьмяно-ртутных месторождений, а также свинцово-цинковые, медные и урановые месторождения. Для всех названных месторождений характерна низкая температура формирования слагающих их руд, колеблющаяся от 75 до 200 °С. Близок у многих этих месторождений также состав околорудноизмененных пород — развиваются минералы группы каолинита, а сам процесс их проявления, который обычно протекает при воздействии на вмещающие породы растворов, обладающих слабокислой реакцией, получил название аргиллизации. В сурьмяно-ртутных, свин-

цово-цинковых и медных месторождениях часто проявляется (или даже в ряде случаев преобладает) пластообразная форма рудных тел. По-видимому, месторождения всех названных металлов образовались на относительно небольшой глубине от поверхности, существовавшей в период рудообразования. Верхняя часть рудных тел возникла, как правило, на глубине от 500 до 1000 м от этой поверхности. Все другие характерные свойства рассматриваемых месторождений, обуславливающие условия их формирования, будут кратко описаны ниже при характеристике месторождений отдельных металлов.

Золото-серебряные и серебряные месторождения. Главным ценным компонентом руд, слагающих эти месторождения, соответственно являются золото и серебро. В качестве элементов-примесей развиты селен, теллур, иногда таллий, свинец, цинк, реже медь и другие металлы. Большая часть золото-серебряных и серебряных месторождений распространена в больших вулканических областях и залегает среди эффузивных пород кислого и среднего состава и в их туфах, а также в прорывающих эти породы штоках интрузивных образований. Значительно реже эти месторождения развиты среди слоистых осадочных и других пород. Рудные тела вытягиваются обычно вдоль одиночных разрывов либо зон трещиноватости. В морфологическом отношении они представлены трещинными жилами с рудными столбами, либо штокверковыми зонами. Вдоль этих нарушений вмещающие породы подвергнуты интенсивному предрудному изменению, выраженному преимущественно в их аргиллизации, часто адуляризации, в меньшей степени — окварцевании и серицитизации. Рудные тела, имеющие форму жил или рудоносных штокверков, сложены низкотемпературными ми-

нералами — часто роговиковым кварцем и карбонатами. В состав руд входят низкотемпературное золото, содержащее до 50% серебра (электрум, теллуриды золота и серебра, сульфосоли серебра, пираргирит, прустит и др. С глубиной 200—300 м, а иногда и более от поверхности, содержание благородных металлов в рудах уменьшается. На глубину нередко увеличиваются концентрации свинца и цинка.

В частности, на месторождении Бая-Сприе (Румыния) в жилах проявлена отчетливая вертикальная минеральная зональность: золото-серебряные руды, развитые на верхних горизонтах, с глубиной последовательно сменяются свинцово-цинковыми, а затем — медными (рис. 69).

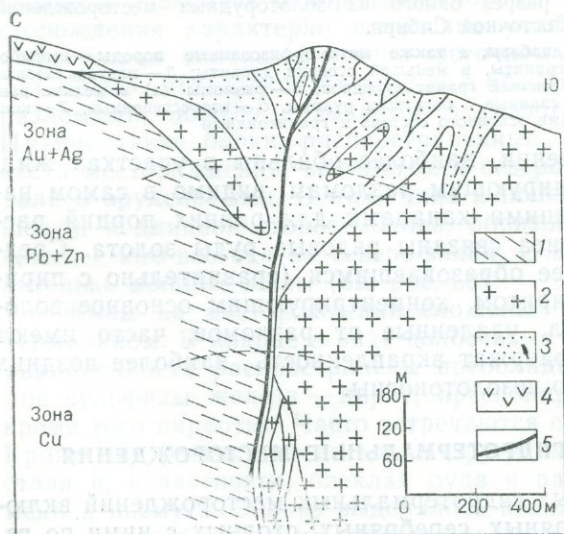


Рис. 69. Геологический разрез золото-серебряного месторождения Бая-Сприе, Румыния, иллюстрирующий разветвленность рудных жил вверх по восставанию и зональное изменение состава руд с глубиной. По Д. Гюшкю и др.

1 — аргиллито-сланцевые породы; 2 — хлоритизированные андезиты (роговообманково-пироксеновые); 3 — окварцеванные, адуляризованные и каолинизированные андезиты, их брекчии и агломераты; 4 — порфировые андезиты; 5 — рудные жилы

В рудном районе Репаблик (США) целая серия золото-серебряных месторождений приурочена к зоне разрывных нарушений, прослеживающихся в пределах крупного опущенного тектонического блока пород, сложенного мощной толщей молодых вулканических и связанных с ними осадочных и интрузивных пород. Подавляющая масса руд связана здесь с жилами, приуроченными к разлому Юрика северо-западного простирания и с сопряженными с ним трещинами. Рудная зона представлена сложной системой жил, ограниченных многочисленными поперечными дорудными разрывными нарушениями, расчленяющими жилы на отдельные короткие отрезки. Строение рассматриваемых жил довольно простое. Они сложены тонкозернистым халцедоновидным кварцем от белого до темно-серого цвета. Из других жильных минералов постоянно присутствует кальцит. Мощность жил 0,5—1,5 м, протяжение 70—200 и редко 500 м. Жилы возникли преимущественно метасоматически, но также и путем выполнения трещинных полостей. Почти во всех жилах наблюдаются обломки брекчированных пород. Главный рудный минерал пирит, установлены также стефанит (Ag_5SbS_4), науманнит (Ag_2Se), самородное серебро, электрум, пираргирит-прустит и халькопирит. Гидротермальные изменения выражены каолинизацией, окварцеванием, адуляризацией и серицитизацией вмещающих пород.

Сурьмяно-ртутные месторождения. В природе встречаются либо комплексные сурьмяно-ртутные, либо раздельно сурьмяные и ртутные месторождения. В качестве примесей в рудах бывают галлий, индий и некоторые другие элементы.

Сурьмяно-ртутные месторождения залегают преимущественно в осадочных породах, разбитых разрывными нарушениями. Среди них по форме рудных тел выделяются трещинные жилы и пластообразные залежи. Главное промышленное значение на ртуть и сурьму имеют пластообразные залежи. Они обычно локализованы под малопроницаемыми сланцами и подстилаются известняками или другими породами. По границе этих пород развита тектоническая брекчия, обычно полностью замещенная кварцем. Руды сурьмы и ртути раздельно или совместно залегают в упомянутой окварцеванной брекчии. Они образовались в результате поступления рудоносных растворов по дорудным крутопадающим разрывам, которые пересекают эти брекчии. В брекчиях развиты киноварь, антимонит и некоторые другие рудные минералы, ассоциирующие с кварцем, карбонатами и часто каолинитом. В ряде месторождений развит также флюорит. Наиболее крупные ртутные месторождения, имеющие пластовую форму, находятся в Испании, а сурьмяные — в КНР.

Месторождение ртутных руд Хайдаркан размещается в пологой сводовой части антиклинали, имеющей крутые крылья (рис. 70). Свод складки сложен известняками. Они перекрыты глинистыми сланцами и песчаниками и пересечены крутопадающими разрывными нарушениями. По ним в период оруденения поднимались низкотемпературные растворы. Достигая подошвы слабо проницаемых глинистых сланцев, эти растворы, вероятно, растекались по пластам нижележащих известняков. В самом начале рудообразования произошло лишь окремнение пластов известняка и образование в нем серицита. Аналогичное изменение претерпели породы, примыкавшие к некоторым крутопадающим трещинам.

Следующие металлоносные порции растворов метасоматически замещали окремненные пласты известняка и окремненный известняк, примыкающий к трещинам. В нем отложилась вкрапленность киновари, антимонита, в меньшей степени ливингстонита (HgSb_4S_7), пирита,

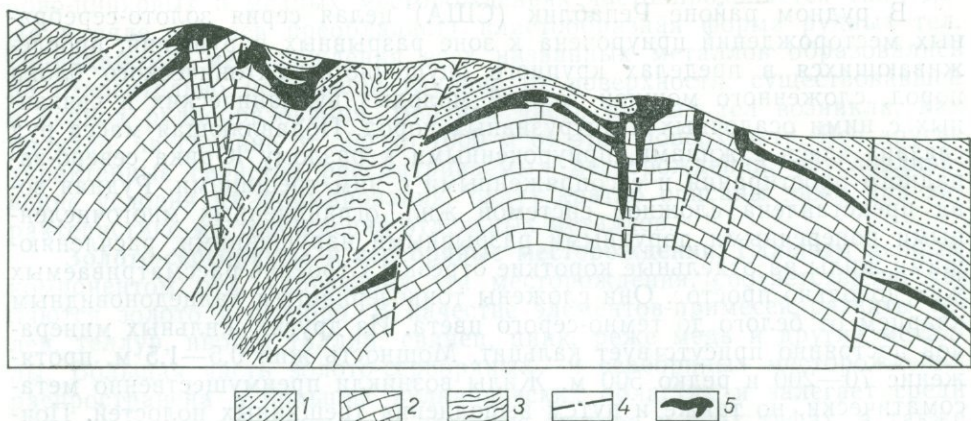


Рис. 70. Разрез ртутного месторождения Хайдаркан. Составлен Н. А. Никифоровым (1969 г.), упрощен авторами.

1 — песчаники с подчиненными сланцами; 2 — известняки; 3 — сланцы с подчиненными пластами песчаника; 4 — разрывы; 5 — рудные тела

арсенопирита, а также зерна и гнезда флюорита и кальцита. В результате в своде антиклинали непосредственно под подошвой глинистых сланцев, а частью среди известняков, сформировались пластовые тела и залежи ртутных руд. Нередко они залегают друг под другом. Некоторые из них (см. рис. 70) имеют крутопадающую рудную апофизу, распространяющуюся по трещинам, подводившим рудоносный раствор.

Свинцово-цинковые месторождения. Низкотемпературные свинцово-цинковые месторождения обычно залегают среди карбонатных пород и имеют форму пластовых, либо сложных по форме метасоматических залежей. Обычно рудоносные площади разбиты крутопадающими дорудными разрывными нарушениями, по которым из глубин в зону рудоотложения поступали рудоносные растворы. Последние распространялись по пологим разрывам, часто совпадающим со слоистостью, либо проникали в оруденевшие пласты по зонам мелкой трещиноватости. Состав руд относительно простой — они сложены пиритом, сфалеритом и галенитом, реже встречаются другие сульфиды. Жильные минералы представлены кальцитом и доломитом. Вмещающие породы обычно подвергнуты доломитизации. Среди рассматриваемых месторождений известны крупные и очень крупные рудные объекты. Значительным масштабом обладают месторождения трех штатов в бассейне Миссисипи — Миссури (США), в Алжире, Марокко и других странах Северной Африки, Центральной Африки и в других районах мира.

Медные месторождения так же, как и свинцово-цинковые, преимущественно имеют пластовую форму, но среди них выделяются как среднетемпературные, так и низкотемпературные разности. Наиболее часто эти месторождения залегают в песчаниках, поэтому получили название медистых песчаников. Но известны медные месторождения, расположенные в глинистых сланцах, известняках и других породах. На рудоносных площадях обычно развиты крутопадающие разрывные нарушения, которые служили каналами для подымавшихся снизу растворов. В рудоносные пласты эти растворы просачивались по порам и мелким трещинам. Главными рудными минералами, развитыми в виде густой вкрапленности или тонких прожилков, являются: халькозин, борнит (Cu_5FeS_4), халькопирит и некоторые другие минералы. Жильные минералы в этих месторождениях имеют ничтожное развитие и

представлены карбонатами либо кварцем. Околорудные изменения вмещающих пород очень слабо проявлены и выражены обычно окварцеванием и карбонатизацией.

В некоторых месторождениях наряду с медью распространены свинцово-цинковые руды. Они локализируются часто в верхней части медных рудных тел и по площади иногда распространены даже шире медных. В связи с пластовой формой рассматриваемых месторождений и приуроченностью оруденения к строго определенным горизонтам, некоторые исследователи относят их к осадочным образованиям. По вопросу генезиса этих месторождений в геологической литературе длительное время проводятся острые дискуссии. Медистые песчаники представляют собой важный тип медных месторождений, имеющих большое промышленное значение. Наиболее крупные из них приурочены к так называемому Африканскому Медному поясу и находятся в Замбии, Заире (см. рис. 29) и других странах Центральной Африки; известны медистые песчаники также и в СССР.

Урановые месторождения. Урановое оруденение преимущественно относится к средне-низкотемпературному. Главное промышленное значение имеют не только гидротермальные, но также экзогенно-водородные и метаморфогенные месторождения. Поскольку при рассмотрении среднетемпературных гидротермальных месторождений мы не останавливались на характеристике урановых месторождений, в данном разделе в кратком виде будут охарактеризованы некоторые общие особенности средне-низкотемпературных урановых месторождений. Залегают они в различных по составу породах — как изверженных, так и осадочных, часто приурочены к вулканическим сооружениям. Рудные тела обычно встречаются в виде жил и штокверковых зон. Главный рудный минерал настуран, или урановая смолка, ассоциирующая с кварцем, кальцитом, иногда доломитом. Вмещающие породы подвергнуты изменению, обычно выраженному в окварцевании и серицитизации, иногда в кварц-альбитовом изменении. С настураном нередко ассоциируют сульфиды, чаще всего молибденит, иногда также сульфиды свинца и цинка.

Типичные гидротермальные урановые месторождения, залегающие в форме жил или штокверков, находятся в США, в районе Скалистых гор, и в провинции Бейсин и Рейндж Западных Штатов. Наиболее крупное месторождение Мерисвейл расположено на юге штата Юта. Здесь оруденение залегает в эффузивных и интрузивных породах, где в виде сложных жил и рудных столбов прослеживается на протяжении 1 км на глубину 700 м. Отдельные рудные тела в рудоносной зоне обычно имеют небольшие размеры. Урановая смолка внутри рудных тел распределена весьма неравномерно. Она образует тонкие прожилки, вкрапленность и цементирует брекчию. Обычно урановая смолка ассоциирует с кварцем, флюоритом, пиритом и адуляром. Часто развит также тонкочешуйчатый молибденит (MoS_2) — иордизит. Вблизи ураноносных жил наблюдается покраснение — гематитизация вмещающих пород. Гидротермальные урановые месторождения известны и в других странах Европы, Африки, Азии и Австралии, в странах Америки наиболее крупные месторождения найдены в Канаде. Из европейских месторождений можно упомянуть французские, португальские, испанские и др.

Глава VIII

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Большинство геологов к рассматриваемой группе относят некоторые месторождения железа, марганца, урана, алюминия, титана и ванадия, значительно меньше исследователей относят к ним также часть месторождений некоторых цветных, редких и благородных металлов. Образование месторождений связывают с проявлением метаморфогенных процессов. Такие процессы протекают в глубокопогруженных породах, а также в заключенных в них рудах, подвергающихся метаморфизму в условиях высоких температур и давлений. Главными агентами, извлекающими соединения металлов из пород и руд, являются горячие глубинные растворы. В зависимости от миграционных способностей соединений металлов, перемещающихся с метаморфогенным раствором, различают два основных типа месторождений: 1) метаморфогенные, когда растворенное вещество переносится от источника металла на многие сотни метров и километры; 2) метаморфизованные, когда перенос соединений металлов ограничивается сантиметрами и метрами, и они практически осаждались вновь в пределах прежнего рудного тела.

Отдельные исследователи, главным образом за рубежом, придерживаются мнения, что метаморфогенные растворы могут полностью растворять руды древних месторождений (золота, олова, меди, свинца, цинка и других металлов) и откладывать их вновь на значительно более высоком уровне в более молодых породах. Такие месторождения они называют регенерированными.

Главнейшим компонентом метаморфогенных растворов является вода. Считают, что на глубинах 7—10 км и более существуют три источника воды.

1. Химически связанная вода, входящая в состав некоторых породобразующих минералов в виде гидроксильных групп $(OH)^{-}$. Метаморфический процесс ведет к растворению таких минералов, высвобождению химически связанной воды и образованию новых минералов меньшего объема и большей плотности. Если учесть, что доля химически связанной воды достигает в гидроксилсодержащих минералах от нескольких до 10% и более их молекулярной массы, то легко допустить, что в 1 км³ метаморфизирующейся породы масса высвободившейся воды может достигать 1—2 млн. т.

2. Вода, изначально находившаяся в виде молекулярных пленок между зернами минералов.

3. Внешний источник воды имеет большое значение. Это вода, появляющаяся в области метаморфизма из флюидов мантийного происхождения, а также вода, отделяющаяся от различных магматических расплавов. Действительно, гидротермальные растворы, содержащие ощутимые концентрации металлов, отделяются преимущественно от сравнительно поздних остаточных расплавов, а все ранние слабометаллоносные расплавы, по-видимому, поставляют в окружающие их породы газы и растворы, в том числе воду, содержащую незначительную концентрацию металлов. Основная масса вод и газов магматического и мантийного происхождения накапливается на глубинах 7—10 км и более, где происходит переплавление гранито-гнейсового слоя и внедрение расплавов базальтовой магмы. Совместно с водой

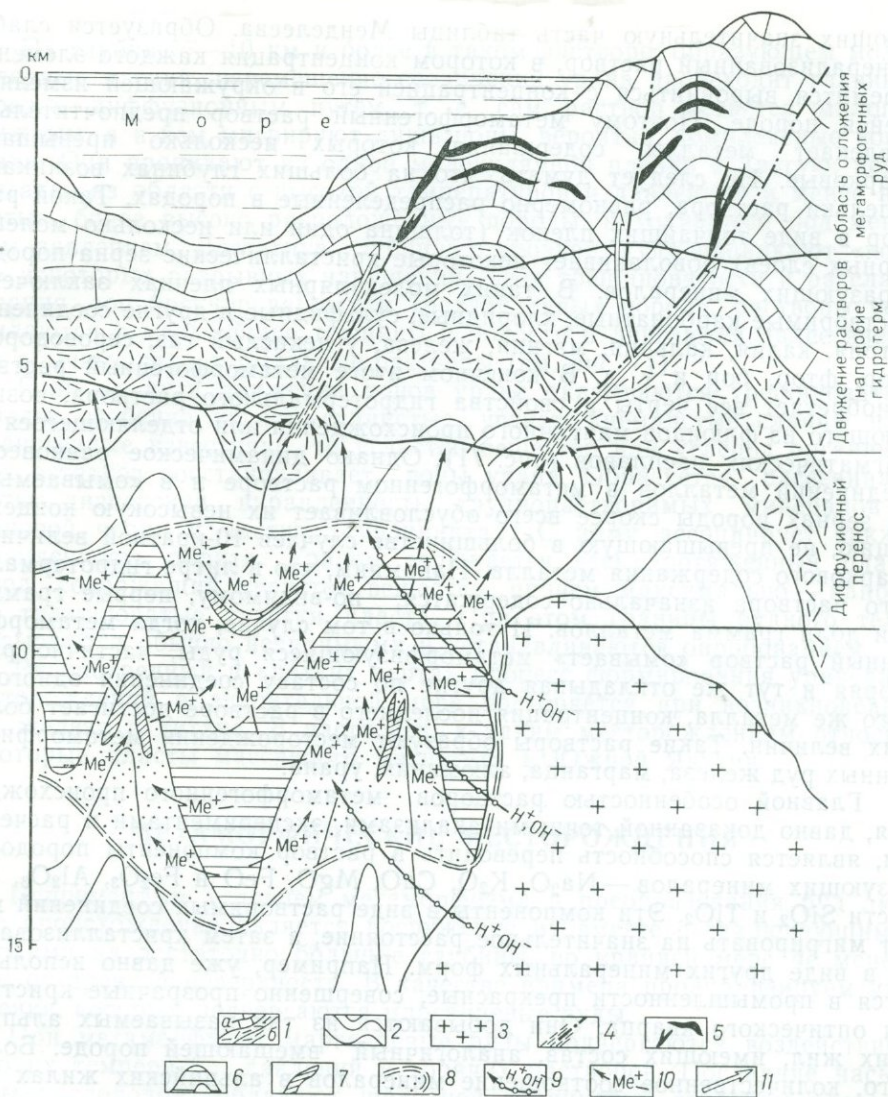


Рис. 71. Схема образования месторождений метаморфогенного происхождения (разрез).

1 — осадочные (а) и эффузивные (б) породы; 2 — метаморфические породы; 3 — интрузивы неметаллоносных гранитов; 4 — разломы, переходящие с глубиной в зоны расланцевания; 5 — рудные тела метаморфогенных месторождений; 6 — метаморфические породы, содержащие повышенное количество рассеянных, извлекающихся из пород соединений металлов; 7 — погрузившиеся первичные рудные тела, растворяющиеся метаморфогенными растворами; 8 — очаг (область зарождения) метаморфогенных растворов; 9 — пополнение метаморфогенных растворов компонентами воды, поступающими из неметаллоносной интрузии гранитов; 10 — поступление ионов металлов в очаг метаморфогенных растворов; 11 — движение рудоносного раствора в трещинных полостях.

флюиды и магматические расплавы являются поставщиками тепла, которое способствует разогреванию изменяющихся пород и заключенной в них воды.

В результате в метаморфизирующихся породах скапливается довольно значительный объем воды, нагретой до 200—500 °С (а возможно более) и находящейся под давлением 1500—4000 кгс/см². По мере появления вода извлекает из пород ионы металлов и неметаллов, состав-

ляющих значительную часть таблицы Менделеева. Образуется слабо-минерализованный раствор, в котором концентрация каждого элемента стремится выровняться с концентрацией его в окружающей изменяющейся породе. Поэтому метаморфогенный раствор предпочтительно извлекает металлы, содержания которых несколько превышают кларковые. Не следует думать, что на больших глубинах возникают капельки раствора, равномерно распределенные в породах. Такой раствор в виде тончайших пленок (толщина один или несколько молекулярных слоев) обволакивает некоторые кристаллические зерна породообразующих минералов. В таких молекулярных пленках заключены растворимые карбонатные, хлоридные, сульфидные и другие соединения натрия, калия, кальция, магния, железа, углекислый газ, сероводород, хлор, фтор, бор и т. д. В конечном итоге метаморфогенный раствор приобретает все черты и свойства гидротермального раствора, возникающего из флюидов мантийного происхождения или отделяющегося от магматических расплавов (рис. 71). Однако динамическое равновесие соединений металлов в метаморфогенном растворе и в «омываемых» им зернах породы скорее всего обуславливает их невысокую концентрацию, не превышающую в большинстве случаев 10-кратной величины кларкового содержания металла. Напомним, что в литре гидротермального раствора изначально содержатся, по-видимому, первые граммы или доли грамма металлов. И только в том случае, когда метаморфогенный раствор «омывает» метаморфизирующиеся руды, частично растворяя и тут же откладывая другие по составу соединения одного и того же металла, концентрация последнего в растворе достигает больших величин. Такие растворы образуют месторождения метаморфизованных руд железа, марганца, алюминия, урана.

Главной особенностью растворов метаморфогенного происхождения, давно доказанной точными анализами, экспериментами и расчетами, является способность переводить в раствор компоненты породообразующих минералов — Na_2O , K_2O , CaO , MgO , FeO и Fe_2O_3 , Al_2O_3 , отчасти SiO_2 и TiO_2 . Эти компоненты в виде растворимых соединений могут мигрировать на значительное расстояние, а затем кристаллизуются в виде других минеральных форм. Например, уже давно используются в промышленности прекрасные, совершенно прозрачные кристаллы оптического кварца. Они добываются из так называемых альпийских жил, имеющих состав, аналогичный вмещающей породе. Более того, количественное соотношение минералов в альпийских жилах повторяет их соотношение в породе. Очевидно источником минералов альпийских жил служат вмещающие их породы. Однако такие жилы практически никогда не содержат ощутимых концентраций рудных минералов.

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К метаморфогенным относятся некоторые месторождения железа, урана и титана. Наиболее достоверными метаморфогенными месторождениями считаются урановые.

В отличие от очень труднорастворимых рудных минералов, в состав которых входит подавляющее большинство тяжелых металлов, соединения урана в довольно ощутимых количествах растворяются, особенно в карбонатсодержащих, видимо слабощелочных растворах. Поэтому в складчатых областях при наличии в глубоководных метаморфизирующихся породах рассеянных соединений урана некоторая часть его переходит в метаморфогенный раствор.

На глубине 7—10 км и более в таком растворе, образующем молекулярные пленки, перемещение соединений урана происходит главным образом диффузионным путем, т. е. сам раствор остается малоподвижным, а в нем мигрируют лишь ионы, вероятно, комплексные ионы урана. Они проникают из одной молекулярной пленки в другую, передвигаясь из области с высокой температурой и давлением в менее нагретые, более высоко расположенные породы, находящиеся под меньшим давлением. Достигнув глубинных уровней, куда проникают «корни» некоторых разрывных нарушений — зон трещиноватости и расщепления, зон брекчированных и «раздавленных пород», растворы устремляются в мельчайшие трещины и полости и двигаются далее вверх как обычные гидротермальные растворы (см. рис. 71).

Если на пути движения ионов урана оказываются трещиноватые породы, особенно углисто-глинистые, углисто-кремнистые сланцы или органогенные известняки, то углистое вещество или углерод органических остатков восстанавливает ионы урана. Образуется рассеянная, частью дисперсная вкрапленность труднорастворимых минералов — урановой черни и частично уранинита. С ними ассоциирует также вкрапленность пирита. Ураном заражается весь протяженный пласт пород, содержащий углистое вещество, причем максимально — наиболее трещиноватые участки пласта. При этом границы рудного тела оказываются обычно невидимыми и устанавливаются опробованием.

Рассмотренный в кратких чертах процесс формирования урановых месторождений в значительной мере повторяется при возникновении руд железа и титана. В частности, к таким месторождениям относят некоторые пласты массивного магнетита в Южной Якутии.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Непременным условием метаморфизма и преобразования руд любого происхождения является погружение их вместе с заключающими породами на достаточно большие глубины, по крайней мере не менее 5 км от древней поверхности. В качестве примера проанализируем изменения, которым подвергаются марганцевые руды.

При метаморфизме марганцевые руды подвергаются воздействию высоких температур, давлений и горячих растворов. Последние насыщены кислородом, обладают щелочной реакцией и способны растворять кремнекислоту, а при незначительном изменении физико-химических условий вновь ее осаждать. Поэтому при развитии процесса метаморфизма сначала появляются низковалентные кислородные соединения марганца, а затем его силикатные соединения, в которых марганец оказывается обязательно двухвалентным. В результате возникают в процессе осадконакопления окисные минералы марганца — пиролюзит, псиломелан и другие, имеющие максимальную валентность $4+$, переходят в окисные формы, содержащие двух- и трехвалентный марганец — браунит и гаусманит. Руды уплотняются, а содержание марганца в них увеличивается. Однако если процесс метаморфизма продолжается, эти окислы переходят в силикаты марганца — родонит, бустамит ($Mn, Ca SiO_3$), тефроит (Mn_2SiO_4). При этом часть марганца рассеивается и содержание его падает. Силикатные руды характеризуются невысоким качеством, а переработка их более сложна.

Исключительно важное промышленное значение имеют метаморфизованные месторождения железных руд, которые содержат многие миллиарды тонн металла. К ним относятся такие хорошо известные

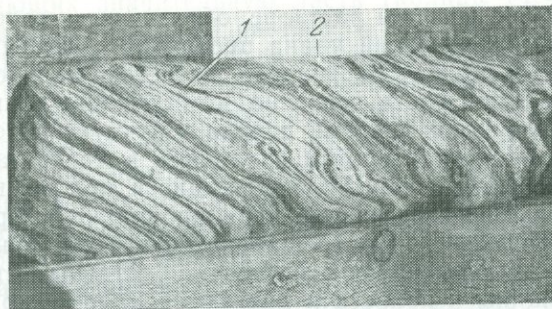


Рис. 72. Полосчатая текстура железистого кварцита, сложенного чередующимися полосами магнетита (1) и кварца (2). По А. А. Филимоновой.
Фото керна

железа, а также сидеритом и железистым алюмосиликатом — шамозитом. В процессе метаморфизма гидроокисные руды превращаются в гидрогетитовые ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$), гематитовые, магнетитовые, отчасти в железистые алюмосиликатные руды, содержащие двухвалентное железо. В результате воздействия щелочных растворов руды теряют кварц, становятся пористыми, а содержание железа в них резко возрастает. Под действием направленного давления и некоторой миграции вещества возникают железистые кварциты (рис. 72), в которых полосы магнетита или агрегаты магнетита и гематита чередуются с тонкими полосками кварца.

Одним из типичных месторождений железистых кварцитов является Криворожское месторождение УССР. Оно представляет собой серию располагающихся друг над другом рудоносных пластов, смятых в сложную синклиналиную складку (средняя часть рис. 73), переходящую на западе и востоке в антиклинальные. Под железистыми кварцитами залегают пласты тальковых сланцев, песчаников, филлитов и амфиболитовых сланцев. Рудоносные пласты прослеживаются на протяжении 100 км и скрываются под более молодыми отложениями. Венчается серия железорудных пластов безрудными кварцитами и сланцами.

Железорудные пласты вначале представляли собой тонкие слойки гидроокислов железа, чередующиеся со слойками кремнезема. Этот железорудный осадок накапливался, по-видимому, на глубине 70—100 м, далеко от береговой линии древнего докембрийского моря. При его захоронении, а затем метаморфизме и смятии в складки, образовались полосчатые железистые кварциты. В кварците слойки, сложенные на 70% магнетитом и гематитом и на 30% кремнеземом, чередуются со слойками, состоящими на 10—20% из тех же окислов железа и на 80—90% — из кремнезема.

В среднем железистые кварциты содержат около 30% железа и в связи с недавно разработанными эффективными методами обогащения все более и более вовлекаются в промышленное освоение. Однако главную ценность в Криворожском бассейне имеют богатые магнетитовые и гидрогетитовые руды с содержанием 65—70% железа.

Магнетитовые залежи несомненно имеют эндогенное происхождение. Залегают они в виде мощных столбов и пластов, в которых магнетит ассоциирует с щелочными роговыми обманками, эгирином и др. Гидрогетитовые руды образуют крупные столбы и штоки, подстилаю-

железорудные бассейны—Криворожский, Курская магнитная аномалия, месторождения района оз. Верхнего в США, Итабара в Бразилии и др. В этих месторождениях первичные руды возникали в связи с развитием осадочных процессов и формированием пластовых рудных тел, нередко вытягивающихся на десятки и сотни километров. Первичные руды были сложены гидроокислами

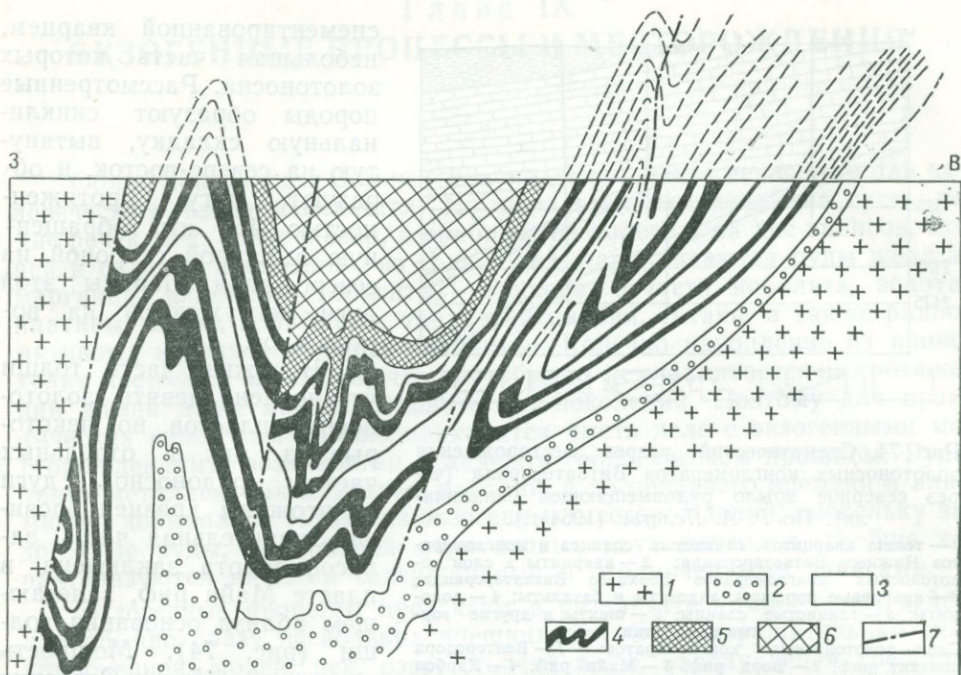


Рис. 73. Упрощенный разрез метаморфогенного месторождения железных руд Кривого Рога. Составлен по материалам Я. Н. Белевцева.

1 — граниты; 2 — песчаники; 3 — метаморфические сланцы (в том числе амфиболовые, богатые железом); 4 — железистые кварциты (пласты железных руд); 5 — сланцы и безрудные кварциты; 6 — углисто-глинистые сланцы; 7 — разломы

щиеся часто железистыми кварцитами¹. В некоторых случаях эти залежи прослеживаются на глубину 1200 м и более.

Гидрогетитовые руды представляют собой высокопористые массы, которые несомненно возникли в результате выщелачивания из железистых кварцитов кремнезема. Однако о причинах этого выщелачивания имеются различные мнения. Одни исследователи предполагают, что выщелачивание происходило в результате воздействия на гидрогетитовые руды горячих водных растворов метаморфогенного происхождения. Однако большая часть геологов считает, что вынос кремнезема из рудной массы и возникновение гидрогетитовых руд было вызвано поверхностными водами, обладавшими щелочной реакцией. Они приводили к возникновению мощных кор выветривания на железистых кварцитах.

К метаморфизованным и частью переотложенным относят в настоящее время также руды наиболее крупного в мире золоторудного месторождения Витватерсранд, расположенного в ЮАР. В 70-е годы на Витватерсранде добывается 700—1000 т золота в год, что составляет 70—75% от суммарной добычи золота всеми капиталистическими и развивающимися странами вместе взятыми. Месторождение залегает в мощной (6—7,5 км) толще обломочных пород верхнеархейского возраста, среди которых преобладают кварциты и глинистые сланцы. Среди них развиты слои конгломератов, сложенные галькой кварцитов,

¹ На Курской магнитной аномалии подобные рудные тела, сложенные гидрогетитом и сидеритом в виде сложно построенных плащеобразных мощных залежей, во всех случаях перекрывали железистые кварциты еще в докембрийское время.

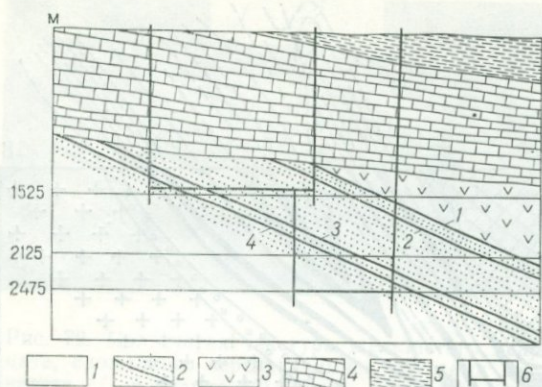


Рис. 74. Схематический разрез месторождения золотоносных конгломератов Витватерсранд (через северное крыло рудовмещающей синклинали). По Р. А. Пелетье (1964 г.).

1 — толща кварцитов, глинистых сланцев и конгломератов Нижнего Витватерсранда; 2 — кварциты и слои золотоносных конгломератов Верхнего Витватерсранда; 3 — кварцевые порфиры, андезиты и базальты; 4 — доломиты; 5 — глинистые сланцы; 6 — шахты и другие горные выработки.

Слои золотоносных конгломератов: 1 — Вентерсдорп контакт риф, 2 — Берд риф, 3 — Майн риф, 4 — Карбон лидер

ется три слоя золотоносных конгломератов, разобщенных безрудными конгломератами. Первые имеют мощность от нескольких сантиметров до 3,6 м (обычно несколько десятков сантиметров) и именно они являются объектом эксплуатации.

Золотоносный конгломерат состоит на 70% из кварцевой гальки и на 30% — из цементирующих ее мелких зерен ряда минералов — кварца, серицита, хлорита, пирита, пирротина, арсенопирита, сульфидов свинца, цинка и меди, а также уранинита и других минералов урана. Среди этих цементирующих минералов распространено и золото. Оно очень мелкое (0,005—0,1 мм) и встречается в виде микропрожилков, неправильных сростков и выделений. Очень редко наблюдаются окатанные золотины, сходные с золотом, развитым в россыпях. Среднее содержание золота в руде ранее составляло 16—19 г/т, в настоящее время оно изменяется от 7,7 до 13 г/т в разных частях рудного района. Содержание урана составляет 0,027%.

Относительно происхождения золотоносных и ураноносных конгломератов Витватерсранда до сих пор продолжается затяжной спор между сторонниками россыпного и гидротермального генезиса. Скорее всего правы и те, и другие. По ряду признаков в конгломератах накопилось основная масса россыпного золота, которое в дальнейшем было перекристаллизовано позднее проявившимися растворами, отложившими сульфиды и минералы урана.

сцементированной кварцем, небольшая часть которых золотоносна. Рассмотренные породы образуют синклинальную складку, вытянутую на северо-восток, и образуют дугу протяженностью 450 км, обращенную выпуклой стороной на северо-запад. Породы этой дуги погружаются на восток и юг.

В нижней части толщи установлено девять золотоносных пластов, но некоторые из них в отдельных частях рудоносной дуги уничтожены древней эрозией. Значительная часть запасов золота заключена в пласте Майн риф, залегающем вблизи основания толщи (рис. 74). Мощность пласта 6—45 м. Строение его сложное. В нем выделя-

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Облик поверхности Земли очень медленно, часто неуловимо для человеческого взора изменяется. По мере этих изменений на суше, на дне рек, рек, болот и озер, в прибрежной полосе и на дне заливов, морей и океанов постепенно, из года в год, накапливаются руды железа, марганца, алюминия (бокситы), никеля, отчасти кобальта, золота, платины, олова, вольфрама, тантала и ниобия, титана, а также радиоактивных и редкоземельных элементов. Конечно накопление их происходит настолько медленно, что оно обычно не улавливается на протяжении жизни даже многих человеческих поколений. Поэтому для практических целей нам обычно приходится иметь дело с экзогенными месторождениями, возникшими в далеком геологическом прошлом. Руды таких металлов, как марганец, ванадий, а до недавнего времени и алюминий, добывались только из экзогенных месторождений, поскольку эндогенные руды, по крайней мере первых двух металлов, вообще характеризуются низкими содержаниями и ограниченными запасами.

Экзогенные процессы протекают в результате комплексных действий обычно сразу нескольких внешних сил. Это разрушительная сила вод океанов, морей, рек, озер, стоячей воды, заполняющей трещины, сила ветра, воздействие газов воздуха, особенно кислорода и углекислого газа, дневных и сезонных колебаний температуры воздуха, движение льда, обвалы и оползни в горах и по берегам рек, разрушительная деятельность кристаллизационных сил застывающей воды, которая по трещинам разрывает скалы и валуны, а также разрушительные силы корней растений, микроорганизмов и т. д.

Те, кто бывал в пустынях или степях, могут, например, вспомнить сокрушительные песчаные бури, когда ветер несет не только песок, но и мелкие камешки и буквально отполировывает скалы и создает из них различные фантастические фигуры. Все эти действующие на поверхности земли или вблизи нее разрушительные силы (нередко называемые внешними агентами) разрушают одни и создают новые горные породы и минералы, различными путями извлекают металлы и их соединения, перемещают их и приводят к формированию экзогенных руд.

**ТИПЫ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ
И СПОСОБЫ ИЗВЛЕЧЕНИЯ МЕТАЛЛОВ**

Внешние агенты обуславливают проявление механического и химического разрушения минеральных веществ, т. е. процессов выветривания, в результате чего из руд и горных пород высвобождаются некоторые самородные благородные металлы, различные соединения металлов или тяжелые элементы, химически связанные в некоторых породообразующих минералах. Процесс выветривания развивается стадийно. Сначала резко преобладает выветривание механическое или, как его иначе называют, физическое. Во многих районах земного шара, там, где ощущается недостаток почвенных вод либо недостаток растворенных в них реакционных соединений, способных выщелачивать металлы, там, где проявлен горный, сильно расчлененный рельеф, про-

цесс выветривания может так и остановиться на первой стадии резко преобладающего физического выветривания. В благоприятной географо-климатической обстановке наряду с физическим происходит химическое выветривание (т. е. химическое разложение различных минералов), и, наконец, последнее выветривание может в ряде случаев главенствовать над физическим.

Физическое выветривание — процесс разрушения монолитных пород без существенного изменения их химического состава. Происходит оно преимущественно в районах с резко континентальным или холодным климатом в настоящее время или в геологическом прошлом (тысячи и миллионы лет назад). Количество выпадающих осадков в таких районах оказывается небольшим, а колебания температуры — дневные и сезонные — значительны. Например, физическое выветривание породы происходит в пустынях и полупустынных областях. Большое значение оно имеет и во внутренних территориях континентов, где количество выпадающих осадков достигает 400—600 мм в год, а нередко и более. При физическом выветривании породы и руды из монолитных образований последовательно превращаются в глыбы и валуны, мелкие обломки и гравий, песок и илестые частицы. Когда величина обломка приближается к размеру зерен рудного минерала, последние высвобождаются из обломков руд и пород и получают возможность накопиться и образовать россыпное месторождение.

Однако по мере измельчения породы или руды непрерывно возрастает и роль химического выветривания, протекающего под воздействием слабых растворов природных солей, кислот, щелочей. Все эти агенты выщелачивают наиболее податливые компоненты пород и руд, переносят их в виде растворов, а затем откладывают новые природные соединения на новом месте. Происходит следующая стадия выветривания — физико-химическое выветривание. При этом выветривании на породах, выходящих (или выходивших в геологическом прошлом) на поверхность, накапливается слой механически разрушенной и химически разложившейся породы — коры выветривания. Образование коры и физико-химическое выветривание наиболее интенсивно протекают в областях с жарким и влажным климатом (или подобным климатом в геологическом прошлом).

Главным агентом физико-химического выветривания выступает поверхностная вода, пропитывающая слой формирующейся коры выветривания, а также верхнюю часть коренной породы. Вода является главным растворителем; в ней растворяются кислород и углекислый газ, слабые органические кислоты, возникающие при гниении растительных остатков в странах с прохладным и влажным климатом, слабые органические щелочи, преимущественно образующиеся в жарких тропических областях или в областях со сравнительно сухим климатом. Растворяются в поверхностной воде соли, извлекающиеся из некоторых пород. Например, из известняков извлекаются растворимые соли $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, из слоев, содержащих гипс — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, сульфатные соли кальция — $\text{Ca}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2$. Поверхностные воды извлекают также растворимые соли — NaCl , KCl и т. д.

В обычной почвенной воде отмечается диссоциация очень небольшой части ее молекул на гидроксильную группу $(\text{OH})^-$ и ионы водорода H^+ . Например, в тонне воды концентрация этих ионов достигает ощутимых величин — при комнатных температурах около 10 г. В тропических и субтропических областях при температуре около 30°C она возрастает в 10—20 раз и резко интенсифицирует химическое взаимодействие воды и слабых растворов солей, органических кислот

и щелочей с минералами коры выветривания. Здесь в воде всегда присутствуют анионы Cl^{1-} , HSO_4^{1-} , SO_4^{2-} , HCO_3^{1-} , CO_3^{2-} , $(\text{OH})^{-1}$, катионы Na^{+} , K^{+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} , растворенный в воде кремнезем (часто в форме H_4SiO_4), а также такие газы, как O_2 , CO_2 , H_2S , NH_3 , CH_4 и некоторые другие углеводородные газы. Среди всех кислот особенно важное значение принадлежит угольной кислоте. В больших количествах она содержится в составе поверхностных вод, циркулирующих в выветривающихся известняках. Здесь в почвенных водах, а также в водах ручьев и речек, содержание углекислоты возрастает в десятки и даже сотни раз сравнительно с обычной ее концентрацией. И хотя эта кислота является слабой, но непрерывное воздействие ее приводит к химическому разложению разнообразных монокристаллических пород.

Важную роль при физико-химическом выветривании играют органические кислоты и щелочи. Органические щелочи растворяют, особенно в тропических странах, даже такой трудно поддающийся химическому воздействию минерал, как кварц, а также различные природные алюмосиликатные соединения. Органические щелочи при $\text{pH}=8-9$ переводят нерастворимые группы кремнезема в растворимые соли. Этому предшествует гидролиз силикатов и алюмосиликатов, т. е. химическое расщепление их молекул под действием слабых природных растворов органических щелочей. При этом образуются различные калиево-натрово-кальциевые органические соли очень сложного состава, алюминаты и выделяются свободные кремнисто-водородные кислоты. Наибольшее значение среди них имеет H_4SiO_4 . Эти соединения или их промежуточные продукты, будучи слабо растворимы, легко транспортируются, способствуя перемещению кремнезема.

Физико-химическое выветривание пород чаще протекает последовательно. В начальные периоды растворяются и из породы уносятся все легкорастворимые соли и компоненты, т. е. сульфаты и хлориды калия, натрия, кальция, магния, частью железа. Затем растворяются карбонаты этих металлов и, наконец, начинает растворяться кремнезем. Последний входит в состав разнообразных породообразующих минералов, поэтому растворение его вызывает разложение алюмосиликатных и силикатных пород. Содержащиеся в них труднорастворимые соединения железа, никеля, алюминия, марганца, ванадия и титана сохраняются. Поскольку кремнезем уносится из породы, в оставшейся на месте выветрелой ее части накапливаются соединения упомянутых металлов, причем концентрация их нередко достигает промышленных значений. В результате в корках выветривания накапливаются руды так называемых остаточных месторождений этих металлов. Таким образом, образование остаточных руд представляет собой механическое удаление нерастворимых, химическое разложение и вымывание растворимых нерудных соединений из коры выветривания и в результате этого обогащение коры соединениями металлов, остающимися в ней в виде первичных минералов или в виде минералов, связанных в новые минеральные формы.

При длительно проявляющемся и резко преобладающем химическом выветривании наступает третья — конечная стадия процесса выветривания. В эту стадию полностью разлагаются самые различные алюмосиликатные породы. При этом происходит окисление, растворение и вынос не только кремнезема, но и соединений никеля, меди, алюминия, железа, марганца, урана, отчасти даже титана и ванадия, перемещающихся в виде сравнительно растворимых оснований типа $\text{Me}(\text{OH})_n$, слабо растворимых солей с анионными группами типа (MeO_n) , а также сульфатных, карбонатных и силикатных солей ни-

келя, меди, урана и других металлов в виде истинных растворов. Если породы, подвергающиеся физико-химическому выветриванию, содержат руды урана, железа, меди, ванадия и некоторых других элементов, то слагающие их минералы частично также растворяются главным образом минеральными солями и кислотами, и образуют минерализованные растворы.

Минерализованные истинные растворы в одних случаях оказываются довольно устойчивыми, проникают в трещиноватую часть коренной породы, подстилающую кору выветривания, и могут перемещаться здесь на значительное расстояние — на сотни и даже многие тысячи метров. В благоприятных геологических условиях растворы химически взаимодействуют с компонентами вмещающих их пород и кристаллизуются в виде труднорастворимых рудных минералов. Таким путем возникают инфильтрационные месторождения урана, ванадия, легированные руды железа; некоторые исследователи относят к этому типу также отдельные месторождения меди.

Большое значение при химическом воздействии на породы принадлежит также микроорганизмам, особенно тем, которые «питаются» различными минералами. В настоящее время обнаружены микроорганизмы, «поедающие» серу (серные бактерии), пирит, различные соединения урана и некоторых других металлов.

Нередко возникавшие в процессе химического выветривания истинные растворы, содержавшие соединения ряда тяжелых элементов, оказывались химически неустойчивыми. В этом случае они переходили в коллоидные растворы, содержащие твердые частицы различных веществ размером от 10^{-4} до 10^{-6} мм в диаметре, тонко взвешенные и распыленные в слабокислой или чаще слабощелочной среде. Особенно охотно в водной среде образуются коллоиды кремнезема, глинозема, окислов железа и марганца. Наряду с ними всегда присутствуют взвеси тех же соединений, т. е. распыленные в водной среде более крупные частицы размером около 1 мкм. Коллоиды и взвеси более устойчивы по сравнению с истинными растворами. Они могут длительно транспортироваться, поступать в реки, ручьи и различные водоемы, на дне которых откладываются, образуя осадочные месторождения.

К химическому выветриванию относится также процесс окисления сульфидных руд месторождений некоторых металлов. Он протекает в результате появления в поверхностных водах, просачивающихся через первичные руды, обогащенные пиритом, очень сильного реагента — серной кислоты H_2SO_4 , находящейся, правда, в очень слабой концентрации. После своего появления этот реагент, а также возникающий параллельно сульфат железа интенсивно реагируют с сульфидными минералами Cu , Pb , Zn , Ag , Mo , Bi , с окислами урана, окисляют их и переводят в раствор. Выход руд на поверхность резко обедняется различными металлами. Здесь сохраняются лишь лимонит, гидроокислы марганца, иногда сложные сульфаты железа. Выходы таких окисленных сульфидных руд получили название «железных шляп». Раствор, содержащий обычно растворимые сульфатные соединения перечисленных металлов, проникает по трещинам глубже в рудные тела и, встречая первичные сульфидные и окисные руды, восстанавливается, пополняя и обогащая их дополнительным металлом.

В результате под окисленными рудами на некоторой глубине образуется скопление богатых вторичных руд, называемое зоной вторичного сульфидного обогащения.

ОБРАЗОВАНИЕ РОССЫПЕЙ

Рудные минералы часто высвобождаются из породы при ее физическом выветривании, а затем концентрируются в результате перемещения и сортировки по массе. Образующиеся рудные скопления называются россыпями. В россыпных месторождениях концентрируются руды золота, платины, олова, вольфрама, бериллия, тантала и ниобия, циркония, редких земель, тория, титана, железа и некоторых других металлов.

Эти месторождения обычно расположены прямо на поверхности, например на косах рек. Руды отличаются простым составом, а рудные минералы легко отделяются от ненужной пустой породы простейшими средствами — промывкой водой, разделением по массе, магнитной сепарацией и др. В связи с этим разработка россыпных месторождений обходится очень дешево. Это позволяет в свою очередь извлекать из россыпей руды с очень убогим содержанием металлов, например при концентрации золота в несколько десятых долей грамма в кубометре песка.

Источником россыпей чаще всего оказываются коренные руды металлов. Иногда источником служат породы, содержащие равномерно рассеянные зерна соединений металлов, или породы, содержащие мелкие тонкие прожилки и далеко расположенные друг от друга гнездышки рудных минералов, которые не имеют сами по себе промышленного значения. Необходимым условием для образования россыпей является нахождение коренных источников соединений металлов в пересеченной холмистой или гористой местности, легко размываемой многочисленными ручьями, речками или морским и даже озерным прибоем.

Водные артерии служат путями, по которым перемещаются обломки разрушившихся пород, камешки и песок, содержащие рудные минералы. Ручьи, речки и морские течения одновременно производят сортировку, обуславливающую накопление на дне русла и по берегам рудных минералов с повышенной плотностью. Они же уносят дальше по течению более легкие и мелкие минералы пустой породы.

Продолжительность формирования россыпных месторождений достаточно велика. Обычно в самом начале процесса на поверхности обнажается кварцевая или другая коренная жила. Как ни прочен этот кварц, содержащий, например, небольшое количество золота, постепенно, под действием потока дождевой воды и воды, замерзающей в трещинах, от кварцевой скалы начинает все больше и больше откалываться глыб и щебенки. Они катятся по склону, ударяются друг о друга и, раскалываясь, превращаются в мелкие кусочки и песчинки. Иногда после особенно сильного дождя по склону горы прокатывается сель — поток валунов, камней, песчинок, грязи и ила, смешанный с водой. Его разрушительная сила особенно велика. Но не только вода подтачивает кварцевую скалу. Обвалы камней, оползни дробят и разрушают этот прочный материал. При этом крупные камни, глыбы, щебенка сравнительно легкого кварца, имеющие угловатую форму, катятся далеко вниз по склону. Мелкие камешки и песок кварца, обладающие низкой плотностью, тоже постепенно перемещаются под действием своей массы вслед за камнями и щебнем. Еще ниже по склону среди сравнительно крупного песка накапливаются высвободившиеся из песчинок и камешков тяжелые золотники или другие труднорастворимые минералы. Так проходит первая стадия образования россыпей. При этом в любом понижении склона горы — в овраге, в лошине, просто на

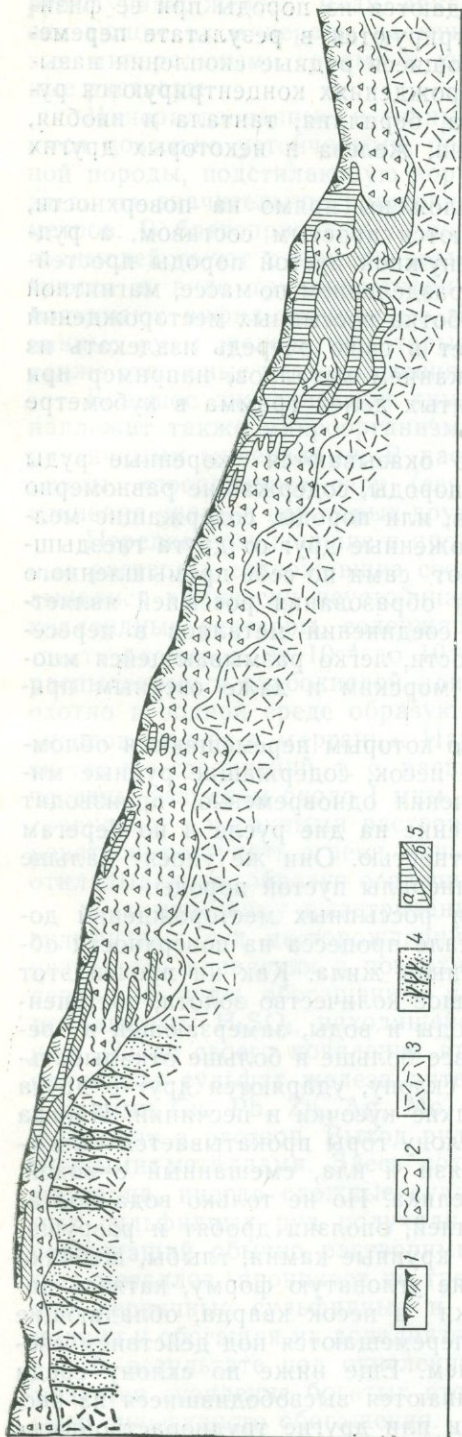


Рис. 75. Разрез типичной делювиальной золотоносной россыпи. Составлен по материалам Ф. А. Шохар, упрощен авторами.
 1 — почвенно-растительный слой; 2 — глины с обломками и щебнем эффузивных пород; 3 — разложившиеся эффузивные породы; 4 — золотоносные прожилки кварца и сопровождающая их редкая вкрапленность пирита и арсенопирита; 5 — слои глин; 6 — с повышенным содержанием золота

выположенной части склона — на его перегибе — тяжелые частички золота останавливают свой «бег» и скапливаются. В конце концов в понижении склона горы накапливается россыпь золота или других полезных минералов. В плане она как бы расходится веером от жилы и достигает наибольшей протяженности в лощине. Такие россыпи, образовавшиеся на склоне возвышенностей, получили название делювиальных.

Хорошо изучена делювиальная золотоносная россыпь одного из месторождений Дальнего Востока (рис. 75). Расположена она на пологом слабо расчлененном склоне. Источник золота — проявленные под россыпью и выше по склону разрушающиеся прожилки кварца и вмещающие их измененные эффузивные породы. В них и в кварце встречается редкая вкрапленность сульфидов — пирита, арсенопирита, галенита, а также мелкие золотики.

При разрушении в свое время более крутого склона возвышенности происходило физическое и химическое выветривание золотоносных прожилков и измененной породы. Склон этой возвышенности оказался покрытым измельченным материалом — песчанистой глиной, содержащей в основании, над кровлей полуразложившихся эффузивных пород, их щебень и мелкие обломки. Склон возвышенности был неровным, с промоинами и лощинами, которые заполнены в настоящее время наиболее мощным слоем глин толщиной до 20 м. В этом

слое золото рассеяно по всей массе, но наиболее высоких концентраций оно достигает в глинах, заполняющих промоины. Здесь образовалось несколько прослоев глин, обогащенных золотом. Они тяготеют в почве и средним частям промоин. Достаточно высокие концентрации золота установлены также в тонком пласте глин, покрывающем или располагающемся недалеко от разрушающихся золотоносных прожилков и породы. Размер золотин в глинах варьирует от 50 мкм до 1,5 мм.

На первой стадии разрушения скального материала россыпи могут возникать и на тех площадях, где дожди очень редки — в полупустынных и пустынных гористых областях. Для их образования необходим интенсивно расчлененный рельеф, резко выраженные овраги, глубоко прорезающие крутые склоны гор. Разрушающей силой здесь служат сезонные редкие, но очень бурные потоки, а также сели. Они сразу разрушают большой объем породы или руды, содержащих минералы различных тяжелых металлов. Сели устремляются вниз по оврагам, балкам, лощинам и в их устьях, при выполаживании русел, начинают терять свою силу.

Селевые потоки очень богаты плохо окатанным неотсортированным материалом — от валунов и угловатых глыб до грязи и ила. Весь этот материал подвергается сортировке очень незначительно. Поэтому при разгрузке потока в устье накапливается тонко измельченный материал — ил и песок, но всегда со щебенкой. Вверх по течению оврага он быстро сменяется сначала щебенкой и глыбами, но всегда сопровождающимися песком, и, наконец, угловатыми глыбами. Крупинки рудных тяжелых минералов, в том числе и золота, скапливаются в таком материале неравномерно. То их больше всего в песке, то среди полосы щебенки и песка, а то они почти нигде не концентрируются. Такие прихотливые россыпи, образующиеся в устьях оврагов, круто спускающихся со склонов гор, называются пролювиальными.

Близки к ним очень редко встречающиеся россыпи, создающиеся разрушительной силой спускающихся с гор ледников. При движении подошва ледников дробит достаточно толстый слой поверхностных выходов руд или пород, содержащих рассеянные рудные минералы. При бурном таянии ледников появляются потоки, напоминающие селевые. Если при разгрузке такого потока от взвешенного в нем обломочного материала создаются россыпи, то в них полезные тяжелые рудные минералы также распределяются очень неравномерно, без всякого порядка, что усложняет поиски. Подобного рода россыпи называют ледниковыми.

Делювиальные, пролювиальные и ледниковые россыпи обычно возникают на первой стадии формирования россыпных месторождений.

После разрушения и некоторой сортировки материала наступает вторая стадия формирования россыпей. Главной ее особенностью является длительная транспортировка обломочного материала. При этом происходит дальнейшее раздробление и глубокая сортировка обломков и обломочков породы по их массе, окатанности и форме частичек, а также высвобождение из последних рудных минералов. На смену непостоянным дождям, обвалам, оползням, селям приходит главная разрушительная и сортирующая сила — сила непрерывно движущейся воды ручьев, речек и рек. Образованные ими россыпи наиболее распространены в природе. Они возникают по берегам и на дне рек и речек и называются аллювиальными.

При образовании таких россыпей плохо окатанный материал, состоящий из пустой породы и заключенных в ней ценных тяжелых руд-

ных минералов, подхватывается водным потоком и начинает транспортироваться, разрушаться и одновременно сортироваться. Наиболее крупные и наименее окатанные глыбы движутся с наименьшей скоростью. Они все время перекачиваются по дну реки; отколовшиеся от них мелкие камешки и песчинки быстро движутся вниз по течению рек и речек. При этом песчинки окатываются и шлифуются. Обладающие низкой плотностью частички горных пород и обломки минералов то откладываются на дне или выносятся на берег, то снова подхватываются течением. Они уносятся водными потоками иногда за десятки и сотни километров от места своего поступления (источника).

На расстоянии первых километров, иногда первых десятков километров от источника из мелких обломочков и крупного песка высвобождаются зерна и кристаллы промышленно интересных для человека тяжелых минералов — рутила, ильменита, магнетита, касситерита, вольфрамита, шеелита, монацита, берилла, платины и золота. Как только тяжелые минералы освободятся от легкой породы, они откладываются на сравнительно небольшом отрезке пути на дне и по берегам ручьев, речек и рек, образуя россыпное месторождение. Легкий ил, муть, песчинки плоской формы (например, слюды) водами рек обычно уносятся на расстояние многих сотен километров, и в конечном итоге осаждаются в водных бассейнах — озерах и морях.

При образовании россыпей вначале, почти на месте высвобождения, концентрируются наиболее крупные и тяжелые кусочки и песчинки рудных минералов. Они скапливаются непосредственно на дне реки или ручья, в том месте, где скорость движущейся воды резко снижается — в глубоких впадинах дна, за поворотом реки, среди скопления валунов на дне реки, в месте впадения в реку ее притоков. Таким способом образуются русловые россыпи. Они состоят из наименее отсортированного речного материала, часто невелики по протяженности и объему находящегося в них металла, но обычно характеризуются повышенным содержанием полезного минерала. Например, в русловых россыпях Клондайка, сложенных песком и галечником, из каждого кубометра речных отложений добывали 600 г золота. В русловых россыпях найдены почти все крупные самородки золота и платины. Русловые россыпи располагаются еще в тех частях рек, где сила движущейся воды максимальная или во всяком случае большая. Поэтому часть их материала, представленного породой с вкраплениями рудных минералов, с одной стороны, непрерывно пополняется, а с другой — все время подхватывается движущимся потоком воды и перемещается вниз по течению.

Ближе к устью рек переносятся мелкие обломочки породы с зернами рудных минералов и очень мелкие зернышки последних. Они также опускаются на дно реки при падении скорости течения, а часть их откладывается по берегам. Происходит это в тот период, когда река выходит из берегов в половодье или в периоды сильных ливневых дождей. Мелкие песчинки тяжелых рудных минералов выпадают на дно рек в местах выхода их в широкие долины, в излучинах плавных и больших поворотов реки, а также в местах впадения в главные артерии рек их боковых притоков. Такие россыпи, возникающие часто в относительно широких межгорных долинах среди песка и гальки, слагающих берега рек, называются долинными. Они прослеживаются иногда с небольшими перерывами на протяжении 20—100 км и даже больше при ширине сотни метров. И хотя содержание полезных металлов в них сравнительно невысоки, общая масса его в связи с большими объемами россыпей в большинстве случаев значительна.

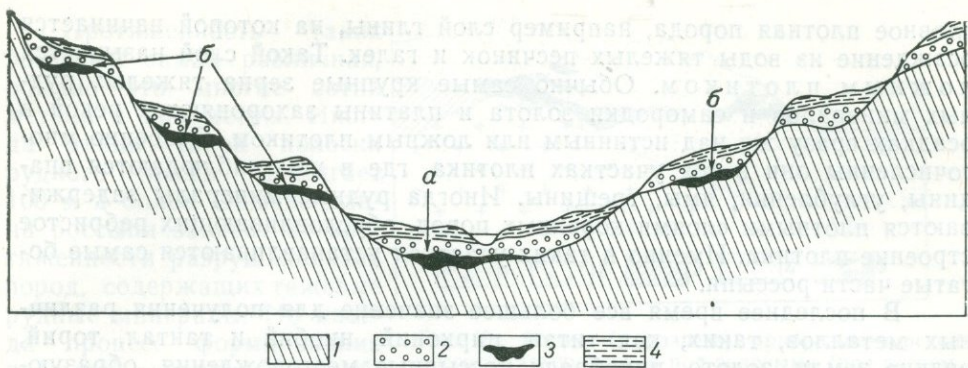


Рис. 76. Обобщенный разрез аллювиальных русловых (а) и террасовой (б) россыпей.
 1 — коренные породы — плотик; 2 — пески и галечники; 3 — золотоносные галечники (россыпи);
 4 — покрывающие золотоносные слои глины или пески, галечники («торфа»)

Уже 6 тыс. лет назад люди умели добывать золото и некоторые другие ценные минералы из россыпей, производя ручную их промывку на бараньих шкурах, а затем лотках. В настоящее время разработка россыпей механизирована. Она производится с помощью специальных установок — драг, представляющих собой комбинацию землечерпалки и промывающего устройства, отделяющего крупинки полезного тяжелого минерала от легкой пустой породы и нерудных минералов. Иногда рудоносные пески размывают с помощью гидромониторов, а затем смесь песка и воды транспортируют по трубам на промывочные устройства.

В последнюю стадию формирования россыпей, по мере углубления дна реки происходит своеобразное перераспределение ранее образовавшихся долинных россыпей. Дно реки все более углубляется, а старые берега ее оказываются все выше и выше. Появляются новые берега, формирующиеся из накопившихся ранее речных отложений. Возникает новая, пока более узкая долина. При этом остатки старых берегов оказываются в стороне от реки, высоко над ней и представляют собой так называемые террасы. Остатки сохранившихся на террасах долинных россыпей в этом случае получили название террасовых, а вновь возникшие россыпные месторождения в самой узкой долине и, в основном, в русле и пойме реки в результате перемыва террасовых будут представлять собой новые долинные русловые и пойменные россыпи.

Река углубляет свое дно периодами, длящимися иногда тысячами лет, поэтому появляется не одна, а две—четыре и больше террас, возникающих каждый раз после появления молодой узкой долины. Террасы располагаются друг над другом уступами (рис. 76).

Если мысленно разрезать ряд аллювиальных россыпей поперек, то видно, что все они имеют много общих черт. На самом вершине россыпи всегда (или почти всегда) находится почвенный слой. Ниже располагается слой безрудных илов, глин и песков. Оба этих слоя совместно получили название «торфа». Они перекрывают продуктивные илы, как их обычно называют, металлоносные пласты «песков». Последние представляют собой песок с заключенной в нем галькой, а иногда и валунами пород разного состава. Чаще галька образует в песке тонкие слои и слойки. Металлоносный пласт обычно залегает на коренной породе, называемой плотиком (рис. 77). Плотиком может быть не только коренная порода, вскрытая рекой, но и любая перемытая, но

главное плотная порода, например слой глины, на которой начинается осаждение из воды тяжелых песчинок и галек. Такой слой называется ложным плотиком. Обычно самые крупные зерна тяжелых рудных минералов и самородки золота и платины захороняются рекой в осадках сразу же над истинным или ложным плотиком. Особенно многочисленны они в тех участках плотика, где в нем наблюдаются впадины, углубления, ямы, трещины. Иногда рудные минералы задерживаются плотными слоями коренных пород, обуславливающих ребристое строение плотика. Именно в таких участках устанавливаются самые богатые части россыпи.

В последнее время все большее значение для получения различных металлов, таких, как титан, цирконий, ниобий и тантал, торий, редкие земли, золото, приобрели россыпные месторождения, образующиеся на морских пляжах или в полосе дюн. Возникновение их начинается с размыва морским прибоем береговых скал, состоящих из пород, в которых находятся рассеянные тяжелые рудные минералы. В ряде случаев эти минералы вместе с песком приносятся впадающими в море реками, которые, в свою очередь, извлекают их из пород, находящихся на большом расстоянии от береговой линии. Основным условием возникновения прибрежных морских россыпей является медленное, но неуклонное наступление моря на постепенно опускающиеся участки побережья.

Главной же деятельностью морских волн, приводящей к формированию россыпи, является непрерывная сортировка в полосе пляжа разрушенного ими материала по массе. Рудные минералы большой плотности, оказавшиеся в полосе прибоя, находятся практически в стадии покоя; они остаются здесь даже во время штормов. Мелкие, но легкие полукатанные и окатанные камешки и песчинки постепенно уносятся отливными волнами с берега в глубь моря. Дальше всего от береговой линии перемещаются подхваченные волнами самые легкие и мелкие песчинки и слюды. Они осаждаются на глубинах 20—40 м, где не ощущается сколько-нибудь существенного волнения даже при самых жестоких штормах. Постепенно тяжелых темных песчинок на пляже становится все больше и больше, возникают россыпи, называемые прибрежно-морскими (рис. 78).

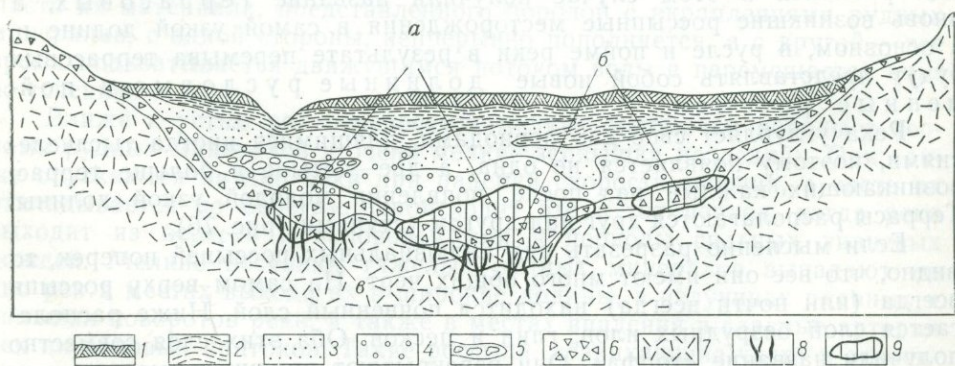


Рис. 77. Принципиальный разрез типичной аллювиальной россыпи. Составлен по материалам Ю. А. Билибина.

1 — почвенно-растительный слой; 2 — илы и глины; 3 — мелкий песок с редкой галькой; 4 — галечник и крупный песок с галькой; 5 — прослой валунов, расположенных среди гальки и песка («валунник»); 6 — элювиальный слой — щбенка коренных пород с примесью гальки и валунов, заключенная в песке (иногда глине); 7 — коренная порода (плотик); 8 — трещины в плотике; 9 — контур металлоносной россыпи с промышленной концентрацией металла: в «речниках» (а), «песках» (б) и почве (в).

РУДОНОСНЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Сравнительно с явлениями физического выветривания пород химическое выветривание в чистом виде проявляется в природе реже. Для его развития необходимо сочетание благоприятных климатических условий и наличие природных соединений, сравнительно легко переходящих в раствор. Необходимо наличие растворителей, а также благоприятных внешних условий, способствующих раствору с низкой концентрацией металлов длительно сохраняться и транспортироваться на достаточно далекое расстояние. Иными словами, для образования месторождений, вызванных химическим выветриванием, необходимо благоприятное сочетание целого ряда факторов. Поэтому в природе преобладают месторождения, образующиеся в результате совместного воздействия на горные породы процессов механического и химического разрушения пород. При размельчении и возрастании ее поверхности происходит химическое воздействие на породообразующие минералы природных слабokonцентрированных растворов солей, кислот и щелочей. При выветривании породы большое значение в ее разложении имеет воздействие на разрушенную породу сильного окислителя — кислорода воды и воздуха.

Химическое выветривание породы чаще всего начинается с окисления. Окисление происходит по-разному в различной геологической обстановке и климатических условиях. Обычно этому процессу подвержены соединения железа, магния, никеля, кобальта, т. е. металлов, сравнительно легко вступающих во взаимодействие с кислородом. Окисляются также соединения алюминия, марганца и даже титана. В то же время наиболее широко развиты среди породообразующих минералов алюмосиликаты и силикаты при воздействии на них поверхностных растворов, богатых кислородом, очень интенсивно разлагаются. При этом слагающие их компоненты — щелочные металлы и даже кремнезем переходят в раствор; в некоторых случаях в раствор переходит также и железо.

Образование руд металлов из пород, подвергающихся физическому выветриванию, в значительной степени зависит от климатических условий и состава выветривающихся пород. В условиях тропического климата, где процессы выщелачивания особенно эффективны, на поверхности земли сохраняются лишь наименее растворимые окислы, к которым прежде всего относятся широко распространенные в земной коре соединения железа и алюминия. Кислородные соединения железа при выветривании основных и ультраосновных пород, в состав которых входит повышенное количество этого металла, сохраняются и постепенно накапливаются в слое выветривающейся породы.

Процесс накопления упомянутых соединений наиболее интенсивно протекает в условиях жаркого и влажного тропического климата и само это выветривание называется латеритовым. Особенно интенсивно оно проявляется при сглаженном рельефе, прежде всего на равнинных участках и широких болотистых низинах, в которых длительно задерживается вода, что способствует растворению силикатных компонентов пород.

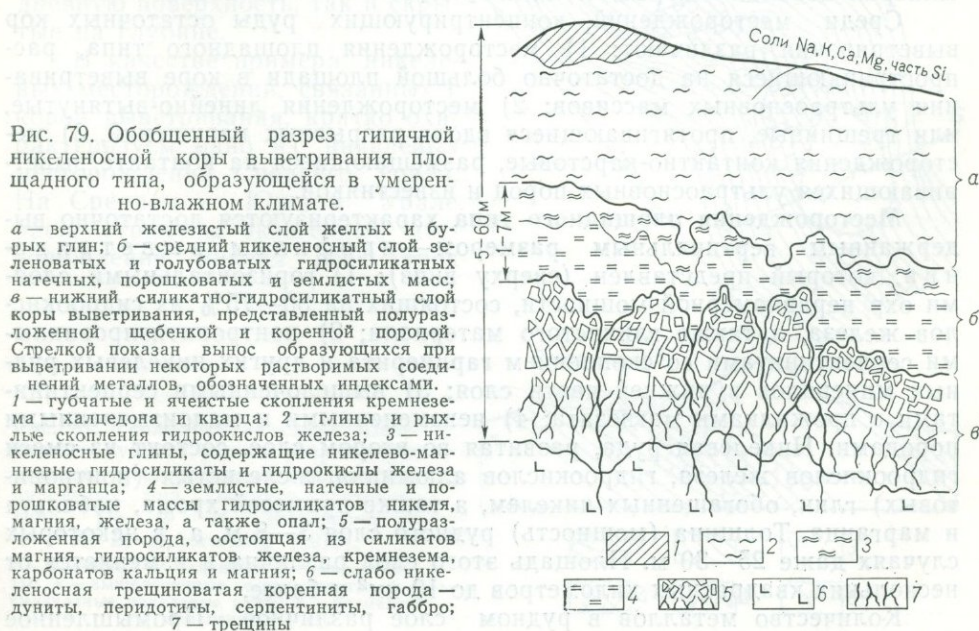
При выветривании пород, богатых алюминием и сравнительно бедных железом и кремнеземом, в условиях тропического выветривания могут сформироваться скопления бокситов. Подобные образования наиболее часто накапливаются при выветривании сиенитов и нефелиновых сиенитов. Эти образования могут возникнуть кроме того при выветривании гранитов и даже базальтов и осадочных глин. Бок-

ситы состоят из трех основных минералов: бёмита $[AlO(OH)]$, гидраргиллита, или гиббсита $[Al(OH)_3]$, диаспора $[Al(OH)O]$ и других окислов алюминия и железа. Промежуточными продуктами между выветривающимися полевыми шпатами и бокситом являются широко распространенные глинистые минералы.

В Индии, в результате выветривания пород, сложенных карбонатами и алюмосиликатами, содержащими марганец, произошло накопление окислов последнего металла в промышленных концентрациях. Рудные скопления при этом образуются в тех участках, где кремнезем и другие безрудные компоненты выносятся, а практически нерастворимые окислы марганца остаются на месте.

Особенно важное практическое значение имеют руды никеля, возникающие путем латеритового выветривания ультраосновных пород и прежде всего дунитов, в основном сложенных оливином. Никель в этих породах входит в состав основного порообразующего минерала — оливина, в котором замещает магний.

В дунитах никеля содержится примерно 0,05—0,2%. Однако поскольку он химически тесно связан с магнием в порообразующем минерале, извлекать никель из дунитов экономически не выгодно и он практической ценности не представляет. Лишь в результате сложного механического и химического выветривания, путем разложения практически пустой породы, возникают промышленные концентрации никелевых и частично кобальтовых руд. При этом происходит выветривание и разложение оливина и возникающего за его счет серпентина — $Mg(SiO_4O_{10}) \cdot (OH)_8$, также содержащего некоторое количество никеля. Никель и частично тесно связанный с ним кобальт выщелачиваются из этих минералов почвенными водами и переходят в раствор в виде бикарбоната $Ni(HCO_3)_2$. Это соединение, устойчивое в присутствии избыточной CO_2 , циркулирует в толще рыхлых пород до тех пор, пока резко не снизится концентрация углекислого газа, обуславливающая повышение щелочности поверхностных растворов. Элементы, входившие в состав выветривающихся порообразующих минералов и пе-



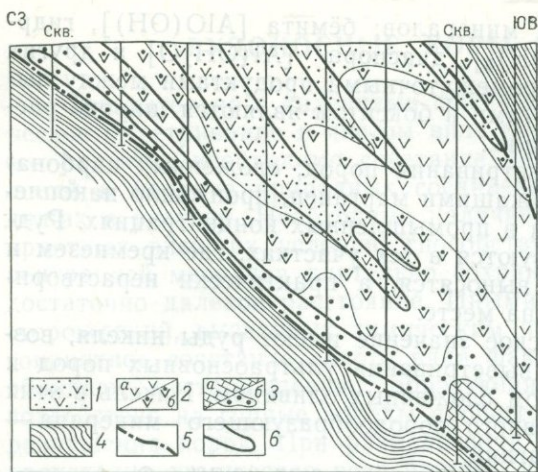


Рис. 80. Развитие линейно-вытянутой никеленосной коры выветривания в глубоких карстовых воронках, образовавшихся в мраморах вдоль их тектонического контакта со сланцами, а также в линейных зонах разложенного серпентинита, образовавшегося вдоль других разрывных нарушений. Разрез Синарского месторождения. Составлен Ф. Сысоевым.

1 — охристо-кремниевые никеленосные зоны, возникшие в разломном серпентините; 2 — неизменные (а) и разломные (б) серпентиниты; 3 — мраморы (а) и образовавшиеся в них карстовые воронки, заполнившиеся обрушившимся разломным серпентинитом, глиной, охрами, кремнистыми соединениями (б); 4 — сланцы; 5 — разрывные нарушения; 6 — контуры никелевых рудных тел

и частично хлорита. В кратко охарактеризованных никелевых рудах частично развит кобальт, тесно связанный с марганцем и образующий минерал асболан — $m(\text{Co}, \text{Ni})\text{OMnO}_2n\text{H}_2\text{O}$.

Среди месторождений, концентрирующих руды остаточных кор выветривания различают: 1) месторождения площадного типа, распространяющиеся на достаточно большой площади в коре выветривания ультраосновных массивов; 2) месторождения линейно-вытянутые, или трещинные, протягивающиеся вдоль разрывных нарушений, 3) месторождения контактно-карстовые, размещающиеся на контакте выветривающихся ультраосновных пород и известняков.

Месторождения площадного типа характеризуются достаточно выдержанным вертикальным размером — профилем выветривания, который представлен (сверху вниз): 1) горизонтальными слоями охр неравномерной мощности, состоящих на 50—75% из гидроокислов железа, а также глинистого материала; 2) нонтронитизированными серпентинитами со скоплением гарниерита и других никелевых рудных минералов в нижней части слоя; 3) выщелоченными серпентинитами с прожилками магнезита; 4) неизменными и малоизмененными породами. Никелевая руда, развитая во втором слое, состоит из смеси гидроокислов железа, гидроокислов алюминия, железистых (нонтронитовых) глин, обогащенных никелем, а также примесей хрома, кобальта и марганца. Толщина (мощность) рудного слоя 3—8 м, а в некоторых случаях даже 25—30 м. Площадь этого слоя различна и изменяется от нескольких квадратных километров до 10 км² и более.

Количество металлов в рудном слое различное. Промышленное

решедшие в раствор, выпадают из него не одновременно, а на разных уровнях. Сначала, ближе к поверхности, накапливаются гидроокислы железа, затем, несколько глубже — никеля и частично кобальта. Наконец, последними на глубине нескольких метров среди разрушенных серпентинитов выпадает магний, выделяющийся в виде минерала магнезита — MgCO_3 (рис. 79).

Никель накапливается в разрушающемся серпентините, либо поглощается глинами путем сорбции, или же захватывается затвердевающими коллоидами кремнезема. В связи с рассматриваемыми процессами образуется своеобразный глинистый минерал нонтронит — $(\text{Fe}, \text{Al})_2(\text{SiO}_4)_{10} \cdot (\text{OH})_2$, а также минералы никеля — гарниерит — и другие силикаты. Никель может входить также в состав талька

значение приобретают руды, содержащие не менее 1% никеля, в некоторых случаях его содержится 2—3% и более. Руды эти, кроме того, содержат порядка 30% железа и 0—2% кобальта. Отношения Ni к Co в рудах соответствует 10:1. Характеризуемые месторождения концентрируют значительные запасы никелевых руд в СССР, Кубе, Новой Каледонии, Бразилии и других странах.

Месторождения линейно-вытянутые, или трещинные. Продукты выветривания в этих месторождениях приурочиваются к зонам крупных разрывных нарушений или зонам трещиноватости, прослеживающимся среди серпентинитов. Вдоль этих зон происходило более энергичное выветривание, распространявшееся на большую глубину. Циркулировавшие по трещинам поверхностные растворы выносили из выветривающихся пород часть компонентов, а часть их отлагали. В результате возникали рудные тела, прослеживающиеся на глубину первых десятков метров, представленные каолинизированными и ожелезненными серпентинитами, содержащими минералы никеля. Руды таких месторождений достаточно богаты. Подобные месторождения встречаются в СССР, Индии, на Кубе и в некоторых других странах.

Месторождения контактно-карстового типа приурочены к тектонически осложненным контактам серпентинитов с известняками. Последние в связи с воздействием на них воды относительно легко растворяются с образованием карстовых пустот, которые заполняются глинистыми продуктами выветривания серпентинитов, сланцев и других пород (рис. 80). Никель осаждается в глинах карста, образуя налеты, натеки и скопления гидросиликатов этого металла. Наиболее благоприятными для образования подобных месторождений считаются условия, когда плоскость контакта наклонена и серпентиниты налегают на известняки. Среди подобных месторождений выделяются как выходящие на дневную поверхность, так и скрытые на глубине.

В качестве примера никелевых месторождений, связанных с корой выветривания, кратко охарактеризуем одно из никелевых месторождений Среднего Урала. На Среднем и Южном Урале распространены экзогенные месторождения никеля всех трех

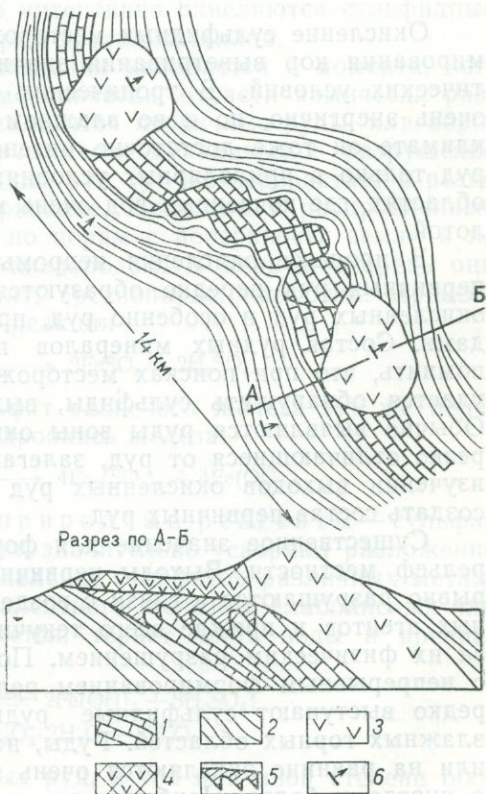


Рис. 81. Геологическая схема Шелинского рудного узла и разрез через главное месторождение силикатных никелевых руд контактно-карстового типа. По Ф. И. Вольфсону и А. В. Дружинину (1975).

1 — мраморы; 2 — сланцы; 3 — серпентиниты; 4 — выщелоченные серпентиниты; 5 — силикатные никелевые руды; 6 — элементы залегания

упомянутых выше промышленных типов. Наиболее интересно Шелеинское месторождение, относящееся к контактово-карстовому типу. Площадь месторождения сложена сланцами, среди которых прослеживается пласт мраморизованных известняков, разбитых крутопадающими разрывными нарушениями на ряд блоков. Но сами эти нарушения, переходя из мраморизованных известняков в сланцы, быстро затухают. Как сланцы, так и мраморизованные известняки прорваны серией массивов серпентинитов, согласных со слоистостью. В связи с более поздними тектоническими деформациями по поверхности пологопадающего разрывного нарушения серпентиниты оказались надвинутыми на мраморизованные известняки (рис. 81). В результате возникли благоприятные условия для накопления продуктов выветривающихся серпентинитов в карстовых углублениях в мраморах. Накопившиеся здесь раздробленные серпентиниты и тальковые сланцы и представляют собой рудную массу. Никель входит в состав различных образований. В частности, здесь различают никель, входящий в решетку серпентинита (остаточный никель), сорбированный серпентинитом, изоморфно замещающий магний в хлоритах, тальках и других минералах, образующий самостоятельные минеральные формы (гарниерит и др.), сорбированный глинистыми минералами.

Размеры контактово-карстовых месторождений самые разнообразные. Отдельные из них концентрируют десятки и даже сотни тысяч тонн никеля.

ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ И ВТОРИЧНОГО ОБОГАЩЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Окисление сульфидных месторождений в отличие от условий формирования кор выветривания значительно меньше зависит от климатических условий. В тропических областях этот процесс протекает очень энергично, но и во влажном умеренном и даже в прохладном климате он тоже достаточно интенсивен. Слабо проявлено окисление руд только в приполярных условиях или в зонах пустынь, т. е. в тех областях, где почвенных вод очень мало или они связаны вечной мерзлотой.

В процессе окисления непромышленных или убогих по качеству первичных руд нередко образуются скопления относительно богатых окисленных руд и особенно руд, представленных вторичными сульфидами. Состав рудных минералов при этом изменяется. Необходимо помнить, что при поисках месторождений первичных руд очень редко удается обнаружить сульфиды, выходящие на дневную поверхность. Обычно выявляются руды зоны окисления, по минеральному составу резко отличающиеся от руд, залегающих на глубине. Основываясь на изучении выходов окисленных руд исследователь должен уметь воссоздать состав первичных руд.

Существенное значение для формирования окисленных руд имеет рельеф местности. Выходы первичных руд в горных областях непрерывно разрушаются в связи с воздействием на них различных природных агентов и прежде всего текучих вод. Окисление руд не успевает за их физическим разрушением. Поэтому в горной местности в связи с непрерывным формированием рельефа на дневную поверхность редко выступают сульфидные руды. Это характерно для умеренно влажных горных областей. Руды, находящиеся в холмистой местности или на равнине окисляются очень энергично до глубины 100—200 м, а иногда и более. Наиболее распространена на глубину зона окисле-

ния на месторождении Лонели в Южной Родезии, где она достигает глубины 900 м. Однако главным условием образования вторичных руд является все же состав первичных.

Основными агентами окисления первичных руд выступают грунтовые и почвенные воды, кислород и углекислый газ, содержащиеся в воде и воздухе, а также природные минеральные реагенты, главным образом серная кислота и сульфат окиси железа $[\text{Fe}_2(\text{SO}_4)]_3$.

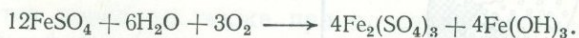
Процесс формирования зоны окисления протекает по схеме, аналогичной образованию металлоносных слоев в коре выветривания. Течение процесса обусловливается нисходящим движением медленно просачивающейся воды по механически разрушенной и трещиноватой первичной руде. Почвенные воды, просачивающиеся сверху вниз по разрушенной верхней выветривающейся части пород и руд, обогащены кислородом воздуха, а более глубокие грунтовые воды, опустившиеся до своей нижней границы (т. е. до уровня своего выхода на поверхность в понижениях рельефа) почти нацело лишены кислорода. Последний расходуется (при нисходящем движении) на окисление минералов руд и пород. Однако почвенные воды оказываются интенсивно обогащенными растворимыми минеральными соединениями.

На уровне нижней границы нисходящее движение почвенных вод заканчивается. Здесь в трещиноватых породах и рудах поверхностные воды начинают медленно перемещаться в горизонтальном направлении, переходя в боковую циркуляцию и разнося в стороны растворенные соединения. Если нижний уровень поверхностных вод является достаточно стабильным, то глубже него окисление первичных руд не происходит и, следовательно, ниже залегают первичные сульфидные руды. Выше указанного уровня особенно интенсивно окисляются сульфидные руды меди, свинца, цинка и некоторых других металлов.

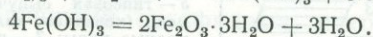
Процесс образования зоны окисления начинается с момента, когда атмосферные агенты сначала механически, отчасти химически разрушают породы, внутри которых находятся первичные руды, или породы, перекрывавшие эти руды. Начавшееся механическое разрушение сульфидных или кварцево-сульфидных руд тут же перерастает в резко преобладающее химическое выветривание. При этом в раздробленные первичные руды по трещинкам и по порам с поверхности земли и из грунта проникают воды, богатые кислородом. В первую очередь они окисляют сульфиды железа — пирит, арсенопирит, пирротин. Процесс окисления происходит примерно по реакции



Образующийся при этом сульфат закисного железа тут же переходит в сульфат окиси железа и гидроокись железа:

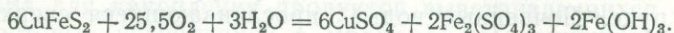


В воде появляются сильные природные реагенты — сульфат окиси железа и серная кислота. Они значительно ускоряют разложение первичных сульфидов, вызывая появление сульфатов различных металлов. В дальнейшем сульфат трехвалентного железа в слабокислых или нейтральных растворах гидролизует, теряет часть воды и превращается в гидроокись железа.



В результате выхода первичных руд, в той или иной степени обогащенных сульфидами, оказываются прикрытыми на поверхности свое-

образной «шляпой», состоящей из гидроокислов железа — лимонита, гетита — $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ и др. Руды «железных шляп» в одних случаях представляют собой коричневые и желтые натёки, корки, губчатые пористые массы и почковидные образования, в других — землистые массы бурого цвета с характерными беспорядочно разбросанными многочисленными углублениями, напоминающими ячейки, соты, ящички. Лимониты и другие окислы и гидроокислы слагают самую верхнюю часть зоны окисления — подзону окисления руд (рис. 82). При водяно-воздушном окислении первичных сульфидов меди, например, халькопирита, протекают реакции, также ведущие к образованию сульфата трехвалентного железа и гидроокиси железа:



Поэтому на месторождениях меди и других первичных сульфидных руд, содержащих различные сульфиды железа, бурые гидроокислы железа очень обильны в подзоне окисленных руд. При окислении сульфидных руд в областях со сравнительно умеренной влажностью, в рассматриваемой подзоне наряду с окислами возникает много сульфатных соединений. Главным из них является желтый и буровато-желтый ярозит $\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2 \cdot (\text{OH})_6$. Обычно слой ярозитов располагается сразу же под гидроокислами железа. Во влажных областях ярозиты не образуются, так как сульфаты железа при обилии насыщенного кислородом вод гидролизуются и непрерывно, до самой подошвы подзоны окисленных руд, переходят в гидроокислы.

Высвобождающиеся при окислении первичных сульфидов различные металлы — медь, серебро, цинк, часть железа, сурьма, уран и другие — медленно просачиваются вниз в виде слабых растворов сульфатных солей. Поставщиком анионов SO_4^{2-} служит, с одной стороны, слабый раствор серной кислоты, выделяющейся в подзоне окисленных руд при гидратации сульфата трехвалентного железа, а с другой —

слабые растворы сульфатов меди, цинка, растворы успевшего гидратироваться сульфата железа и сульфатов некоторых других металлов — серебра, сурьмы, урана (если соединения их присутствуют в изменяющихся первичных рудах). В результате через подзону выщелачивания, расположенную ниже подзоны окисленных руд, на-

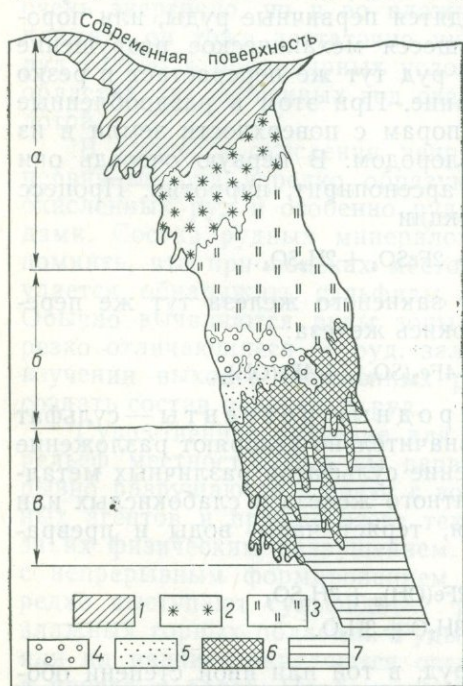


Рис. 82. Схема строения зоны окисления медноколчеданного месторождения. Обобщенный поперечный разрез через крутопадающее тело медноколчеданных руд.

а — подзона окисления, *б* — подзона выщелачивания, *в* — подзона вторичного сульфидного обогащения.

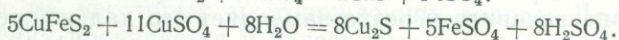
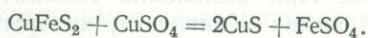
1 — слой гидроокислов железа; 2 — слой гидросульфатов железа — ярозитов; 3 — кварцевая или кварц-баритовая сыпучка; 4 — баритовая сыпучка; 5 — гипсовая сыпучка; 6 — вторичные сульфиды меди (ковеллин, халькозин), образующие богатые медные руды; 7 — первичные руды, рядовые по содержанию меди, сложенные пиритом и медьсодержащими минералами — халькопиритом, энаргитом, борнитом

чинают просачиваться нисходящие сульфатные растворы. Они обладают кислой реакцией, рН их иногда достигает даже 5—5,5. Постепенно эти растворы выщелачивают из омывающихся первичных руд сульфидные минералы. Последние в свою очередь в виде растворов и коллоидов просачиваются из подзоны выщелачивания далее вглубь, в трещиноватые первичные руды.

На месте первичных минералов в подзоне выщелачивания сохраняется разрушенный, часто сыпучий слой, состоящий из нерастворившегося кремнезема силикатов — кварца. Иногда вместе с последним находится и трудно растворимый барит, либо сравнительно растворимый минерал гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Гипс в рассматриваемой подзоне, в отличие от сохранившихся и скопившихся здесь других минеральных соединений, является вновь образовавшимся минералом. Он свидетельствует о закончившейся нейтрализации слабокислого сульфатного раствора ионами кальция, чаще всего поступающими из породы, окружающей руду.

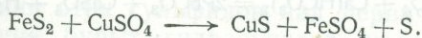
Таким образом, в нижней части подзоны выщелачивания просачивающиеся природные растворы почти полностью растрачивают кислот и становятся нейтральными, либо слабокислыми. Это приводит к формированию другой, ниже расположенной подзоны вторичного сульфидного обогащения или цементации (см. рис. 82). Эта подзона также развивается в первичных рудах после того, как проникающие сверху растворы приведут к появлению в них трещинок. По этим трещинкам в первичные сульфиды начинают проникать сульфатные растворы различных металлов. Но эти растворы, как уже упоминалось, почти лишены кислорода и имеют нейтральную или иногда очень слабо кислую реакцию.

Наличие сульфидной среды при отсутствии кислорода приводит к возникновению в подзоне вторичного обогащения восстановительной обстановки. Происходит восстановление растворимых сульфатных форм различных металлов и выпадение новых труднорастворимых сульфидов.

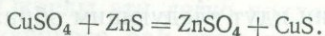


В результате их появляется два новых сульфида меди — ковеллин и халькозин.

Эти минералы могут также появиться при реакции между широко распространенным пиритом и нисходящими сульфатными растворами меди, например:



Образуется ковеллин также при просачивании медь- и железосодержащих сульфатных растворов через медные минералы — например блеклые руды, часто входящие в состав первичных руд. Вторичные сульфиды меди возникают также при взаимодействии сульфата меди со сфалеритом по следующей реакции:



Приведенные химические реакции показывают, что при развитии подзоны вторичного сульфидного обогащения количество меди, связанной ранее с первичными сульфидами, сохраняется. К ней добавляется еще значительное количество металла, восстанавливающегося из нисходящих медьсодержащих сульфатных растворов и фиксирующегося в новой сульфидной форме. Естественно, что при таком тече-

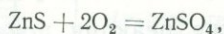
нии процесса суммарное количество металла в зоне вторичного обогащения значительно возрастает. Если вертикальный интервал вышерасположенных подзон окисленных руд и выщелачивания значителен и достигает десятков метров, то в подзоне вторичного обогащения концентрация некоторых металлов, извлеченных из вышерасположенных подзон, может возрасти в 5—10 раз и более по сравнению с первичными сульфидными рудами. Это в первую очередь относится к меди, серебру и кадмию. В крайне небольшом количестве вторичные сульфиды образуют также ртуть, цинк и свинец. Над зоной вторичных сульфидов, в слое сыпучки, часто в повышенном количестве концентрируется также золото.

Особо важное промышленное значение приобретают вторичные сульфиды меди в прожилково-вкрапленных месторождениях, так называемых меднопорфировых рудах, распространенных на большой площади и обрабатываемых открытым карьером. Содержание меди в первичных рудах здесь обычно изменяется от 0,3 до 0,8—1%. В зоне же вторичных сульфидов, представляющих собой слой толщиной примерно 50—80 м, концентрация меди увеличивается не менее чем вдвое и составляет 1—1,5%. В недалеком прошлом в этих месторождениях промышленное значение имела только зона цементации. Однако в настоящее время при открытых работах начали применять мощную технику и стоимость добычи тонны руды резко снизилась. Это дает возможность проводить добычу не только руд зоны цементации, но также и первичных руд.

Зона окисления руд различных металлов формируется неодинаково в различных условиях. Если руды свинца и цинка, сурьмы, урана, олова, золота и некоторых других металлов содержат довольно большое количество пирита или какого-либо другого сульфида железа, то над ними всегда оказывается развитой «железная шляпа». Однако при окислении руд свинцово-цинковых месторождений, представленных галенитом и сфалеритом, поведение этих минералов в зоне выветривания различно. При окислении галенита образуется труднорастворимый сульфат свинца — англезит, который наподобие рубашки окружает зерна галенита и резко замедляет его дальнейшее окисление. Однако при залегании руд свинца в известняках сульфат свинца постепенно растворяется под действием карбонатсодержащих вод и переходит в труднорастворимый церуссит, накапливающийся преимущественно в нижней части зоны окисления. Химическую реакцию, протекающую при этом, можно представить следующим образом:



Сульфат цинка в отличие от сульфата свинца очень хорошо растворим, поэтому сфалерит на поверхности не сохраняется. Цинковые соединения в сульфатных водах перемещаются в любой геологической обстановке и либо рассеиваются, либо частично проникают в коренные породы глубоко вниз. Цинковые соединения хорошо накапливаются в различных карбонатных породах и прежде всего в известняках в виде смитсонита. Реакции идут следующим образом:



а в присутствии окисляющегося пирита и образующегося сульфата железа:

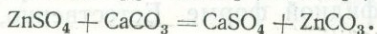
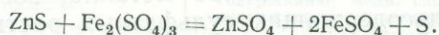
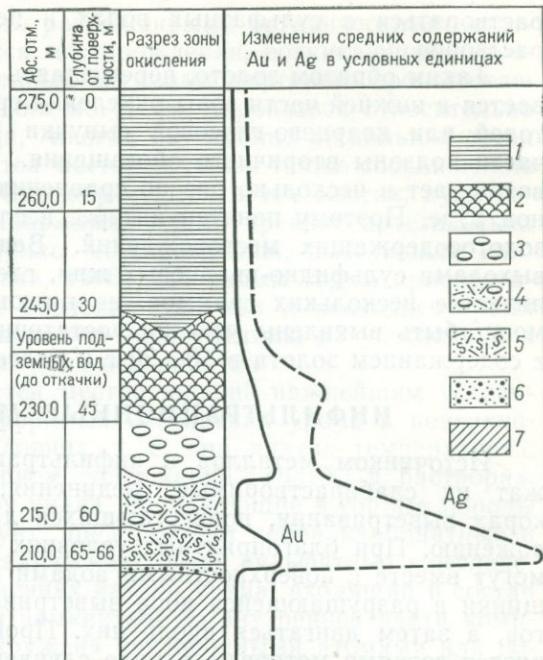


Рис. 83. Строение зоны окисления золотосодержащего колчеданного месторождения, находящегося в сухой жаркой местности (Казахстан). Золото и серебро концентрируются на границе подзон окисленных руд и выщелачивания и на границе подзоны выщелачивания и очень слабо проявленной подзоны вторичного сульфидного обогащения. Составлено В. М. Крейером.

1 — глины; 2—3 — подзона окисленных руд: 2 — бурые железняки (лимонит, гидрогетит и другие гидроокислы железа), 3 — ярозит; 4—5 — подзона выщелачивания: 4 — кварц-баритовая сыпучка с ярозитом, 5 — кварц-баритовая сыпучка с серой; 6 — слабо выраженная подзона вторичного сульфидного обогащения — колчеданная сыпучка; 7 — первичные колчеданные руды



Сульфат цинка очень подвижен. В литре воды может быть его растворено 366 г. Поэтому этот металл может выноситься довольно далеко в сторону от первичных руд и перемещаться до тех пор, пока не произойдет образование труднорастворимого смитсонита. Например, на месторождениях Ачисай, Такели смитсонитовые руды сконцентрировались вблизи тел первичных руд, на расстоянии от них 100 м и даже более.

В заключение остановимся на возникновении зон окисления и вторичных руд на некоторых месторождениях золота. Достаточно четко зона окисления проявляется в золотосодержащих рудах, содержащих повышенное (не менее 10—20% от общей массы первичных руд) количество сульфидов железа. Дело в том что золото очень часто в виде мельчайших зернышек размером от нескольких до десятков микрометров находится внутри кристаллов пирита, арсенопирита, халькопирита, блеклой руды, ассоциирующих с кварцем и другими минералами. При разрушении и окислении этих сульфидов над первичными рудами золота возникают скопления бурых гидроокислов железа, а также натёки, землистые и порошковатые массы желто-зеленого скородита, образующегося в результате окисления арсенопирита, который часто сопутствует золотосодержащим жилам.

При окислении сульфидов золото сначала остается в продуктах окисления — порошковатых скоплениях окислов, в которые постепенно переходят сульфиды. Окислы эти легко поддаются механическому разрушению. Высвобождающиеся при этом тяжелые мелькие золотишки в связи с большой плотностью начинают перемещаться вниз в твердом состоянии. Этому процессу способствуют нисходящие воды, пропитывающие зону окисления первичных руд. Очень мелкие золотишки (размером меньше 0,1 мкм) могут образовывать коллоиды или взвеси и также перемещаться вниз из одной подзоны окисляющихся первичных руд в другую подзону. Вероятно очень небольшая часть золота может

растворяться в сульфатных водах и перемещаться в виде истинных растворов.

Таким образом золото, перемещаясь в той или иной форме, скапливается в нижней части зоны окисления среди кварцевой, кварцево-баритовой или кварцево-гипсовой сыпучки (рис. 83), а также в верхней части подзоны вторичного обогащения. Концентрации золота иногда возрастает в несколько раз по сравнению с содержанием его в первичной руде. Поэтому понятен интерес исследователей к зонам окисления золотосодержащих месторождений. Ведь нередко под окисленными выходами сульфидно-кварцевых жил, где золото устанавливалось в количестве нескольких граммов, не имеющих промышленного значения, могут быть выявлены участки достаточно богатых промышленных руд с содержанием золота в 10—20 г и более на тонну руды.

ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Источником металлов в инфильтрационных месторождениях служат их слаборастворимые соединения, заключенные в рудоносных корках выветривания, подвергающихся дальнейшему химическому разложению. При благоприятных условиях слабометаллоносные растворы могут вместе с поверхностными водами просочиться через поры и трещинки в разрушающейся коре выветривания до водоупорных горизонтов, а затем двигаться вдоль них. Пройденное ими расстояние измеряется сотнями метров, а в ряде случаев — многими тысячами метров.

Естественно, что транспортироваться на значительное расстояние могут вещества, которые длительное время удерживаются в растворителе. Выпадают же они при резкой смене физико-химической обстановки и прежде всего — при изменении кислотности и щелочности растворов и их химического состава. Осаждение наступает также при смене петрографического состава пород, через которые воды просачиваются, либо при значительном изменении температуры и скорости просачивания. В настоящее время установлено, что в раствор может перейти достаточно ощутимое количество соединений различных металлов. Так, А. И. Германов установил, что концентрация урана в подземных водах некоторых районов в 10 раз больше, чем в окружающих породах. А опыты А. И. Перельмана подтвердили, что растворы соды Na_2CO_3 в присутствии 5%-ной $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ могут выщелачивать и извлекать до 40% урана, содержащегося в обычных кларковых концентрациях, из породы, опущенной в такой раствор. Помимо урана, достаточно легко переходят в природные сильно разбавленные растворы такие металлы, как медь, ванадий, железо. Образующиеся руды накапливаются, как правило, в новых, благоприятных для осаждения рудных минералов условиях. При этом обычно образуются новые соединения металлов сравнительно с их минеральными видами, подвергшимися выщелачиванию и растворению. Месторождения, образующиеся при разгрузке грунтовых вод, просачивающихся сверху вниз и частью в горизонтальном направлении, называются инфильтрационными. Среди них в настоящее время наиболее хорошо изучены месторождения урановых руд, на примере которых будет показан процесс формирования инфильтрационных месторождений и рассмотрены образующиеся их типы.

ОБРАЗОВАНИЕ ИНФИЛЬТРАЦИОННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

Среди инфильтрационных месторождений урана можно различать не менее трех типов. К первому из них относятся те, которые образуются в самой верхней части породы, подвергающейся выветриванию

вблизи почвенного слоя, богатого разложенными органическими остатками. Ко второму типу относятся месторождения, возникающие в прослоях угля либо пород, обогащенных битумами нефтяного происхождения. В этом случае месторождения могут формироваться относительно глубоко под поверхностью земли, иногда на глубине нескольких сотен метров. К третьему типу относятся месторождения, также возникающие довольно глубоко под землей. Они образуются в тех местах, куда соединения урана приносились напорными водами древних артезианских бассейнов. Все рассмотренные типы месторождений, получивших наименование гидrogenных (Антропов, 1976), с каждым годом приобретают все большее промышленное значение, так как в последнее время оказалось возможным начать широкую эксплуатацию их убогих руд в связи с освоением новой технологии их переработки.

Для всех трех разновидностей месторождений важнейшим условием является устойчивость растворимых соединений урана в поверхностных и близповерхностных условиях, т. е. при низких температурах, давлении и невысоком суммарном содержании солей в растворах. Обычно растворимые соединения урана, проникающие в горные породы или просачивающиеся через грунт, представляют собой карбонатные и гумусовые (т. е. природные органические), реже сульфатные комплексные соединения. В таких соединениях катион урана, входящий в состав комплекса, оказывается как бы замкнутым во внутренней части комплексной группы. Он обычно «окружен» кислородными атомами или ионами и, кроме того, прочно удерживается валентными связями комплексной группы и всего соединения в целом. Поэтому появление комплексных соединений является важной предпосылкой к возможной длительной транспортировке их в растворах. Напомним, что комплексы разрушаются в условиях существенно высокой окислительной обстановки или в результате катионного обмена и сорбции.

В США находится урановое месторождение Шайнарамп. В свое время на рудоносной площади были развиты многочисленные русла, образующие дельту древней реки. По-видимому, отдельные рукава русла в геологическом прошлом были в значительной степени перегорожены потонувшей растительностью, которая интенсивно разлагалась в условиях жаркого климата и плохой фильтрации вод. Воды реки принесли гальку, песок и глинистые частички, отлагавшиеся в дельте. Из них образовались конгломерат (галька, скрепленная затвердевшим песком и глиной), песчаник, аргиллит (затвердевшая глинистая порода), которые слагали донные отложения древней реки (рис. 84). Кроме того, речной водой приносились растворимые соединения урана. Вместе с водой они просачивались (фильтровались) через донные отложения и высаживались на обугливающих растительных остатках. Это происходило в результате протекавших восстановительных реакций между раствором и растительными остатками. На них отлагались ванадаты, фосфаты и арсенаты урана, а также сернистые соединения некоторых металлов. В процессе формирования месторождения Шайнарамп поверхностные ураноносные растворы транспортировались на многие километры.

При формировании других месторождений урана США и, в частности, Гранс-Лагуна и Гас-Хиллс, по мнению американского геолога Г. Адлера, ураноносные растворы сульфатного состава перемещались на значительно меньшее расстояние. Они просачивались вдоль границы грунтов и нижележащей разрушенной коренной породы. Ураноносные растворы распространялись вдоль этой границы только до тех участков, где в грунтах, обогащенных органикой, находились колонии бак-

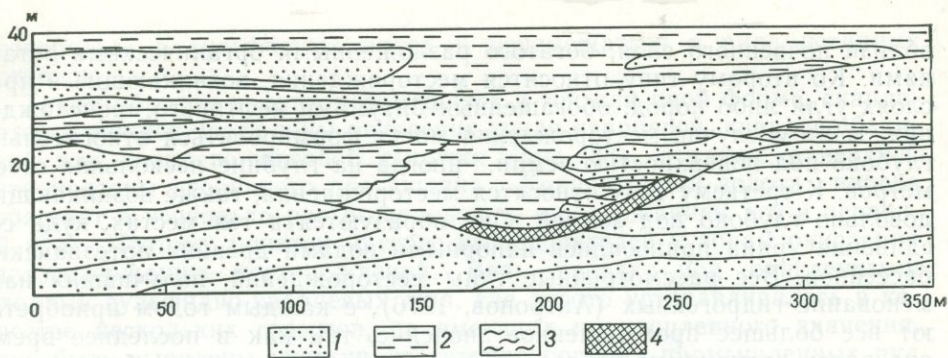


Рис. 84. Разрез через инфильтрационное месторождение урана и ванадия в районе Шайнарамп (США), залегающее в песчанках древнего русла реки. Месторождение образовано из слабоураноносных речных вод, просачивающихся через донные осадки, содержавшие захороненные восстановители — углефицированные стволы и ветви деревьев и другие растительные остатки. Линии, обозначенные в пределах некоторых слоев пород — поверхности косої слоистости. Разрез составлен Р. Д. Трайсом.
1 — песчанники; 2 — сланцы; 3 — тонкорассланцованные глинистые породы; 4 — ванадиево-урановые руды

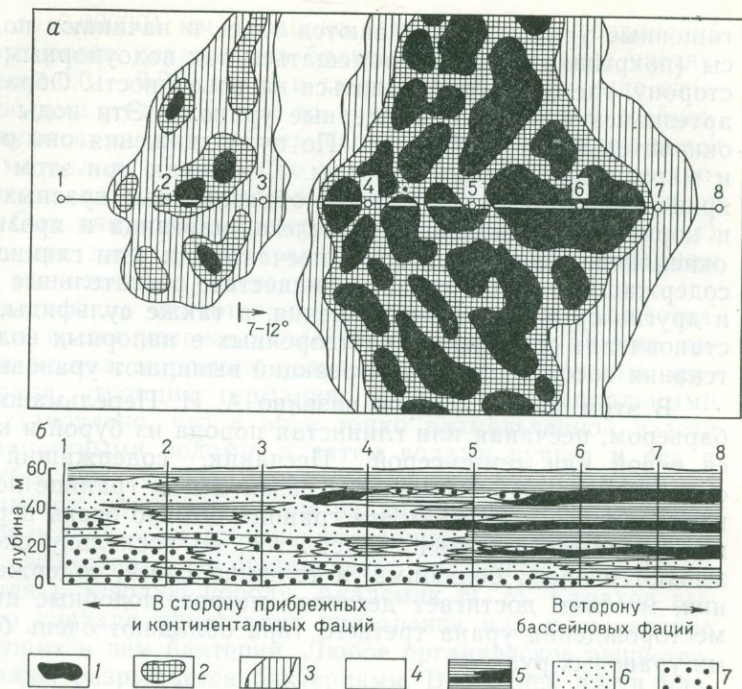
герий, обладавших способностью усваивать серу. Бактерии переводили серу в сероводород и одновременно разрушали комплексные урановые соединения. Длительное осаждение из растворов урана, протекавшее несколько тысячелетий, в конечном итоге привело к накоплению промышленных запасов урановых руд.

Образование инфильтрационных месторождений урана первого типа происходит в результате выпадения соединений этого металла при ионно-обменных реакциях и сорбции (т. е. поглощении вещества независимо от его молекулярной природы), часто происходит в породах, содержащих прослой углей или углистых веществ, а также прослой, обогащенные битумами. Последние обычно возникают при разрушении нефтяных месторождений. Для образования промышленных урановых месторождений необходимо, чтобы вблизи мест их формирования находились бы породы с несколько повышенным содержанием урана. Как правило, они служат источником, из которого уран усваивается водами, формирующими рудоносные растворы.

Ископаемая древесина бурого цвета, слабо обугленная, сохранившая анатомическое строение растительных тканей, называемая лигнитом, а также торф, способны извлекать до 98% урана из сульфатного раствора, просачивающегося через эти минеральные образования. Чем более рыхлым является органическое вещество и чем больше его поверхность, тем большее количество растворенного соединения оно может сорбировать. Поэтому в лагунах и болотах, где происходило сначала накопление органических остатков, а затем торфообразование и захоронение торфов с последующей их углефикацией, эти углеродсодержащие образования извлекают из фильтрующихся через них природных растворов (чаще органических) солей соединения урана, а также германия и некоторых других редких металлов. В таких слоях накапливается урановая смола — $UO_2 \cdot UO_3$, а также уранорганические соединения и сложный гидро-сульфат-карбонат уранила натрия и кальция — шрекингерит — $NaCa_3(UO_2)(CO_3)_3 \cdot (SO_4)F \cdot 10H_2O$. Эти же минералы образовывались и в ископаемых торфах, залежавших во впадинах древнего рельефа. Урановые залежи образуются в местах выклинивания (окончания) пластов бурых углей, которые служат сорбентами и восстановителями урана из растворов с очень низкими концентрациями

Рис. 85. Инфильтрационное месторождение урана, образовавшееся в пластах бурого угля болотного происхождения, залегающих среди угленосных глинистых пород. По В. И. Данцеву и др.

а — расположение и форма урановых залежей в плане, обнаруженных буровыми скважинами 1—8; б — разрез ураноносных отложений. 1, 2, 3, 4 — концентрация урана, начиная от высоких значений до фоновых; 5 — ураноносный пласт бурого угля и угленосные глинистые породы; 6 — песчаник; 7 — конгломерат. По В. М. Крейгеру



металла. Поэтому инфильтрационные месторождения урана рассматриваемого типа часто образуют сложные извилистые залежи, повторяющие своей формой в плане контуры болот, а иногда и оврагов древнего рельефа (рис. 85).

В высококачественных углях, и в том числе в антраците, претерпевших воздействие высоких давлений и температур, содержание урана и других редких металлов невелико. Это вызвано тем, что подобные угли как бы очищены от примесей в результате их длительного метаморфизма и воздействия на угли растворов, выщелочивших примеси металлов.

Ко второму типу инфильтрационных месторождений урана относятся месторождения, представляющие собой неправильные по форме сложно изогнутые рудные залежи, залегающие среди битуминозных и нефтеносных пород. Содержание U_3O_8 , входящего в состав урановой смолки и минерала коффинита — $[U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}]$, составляет 0,2—0,25%. Выделялись эти минералы из ураноносных растворов в той части нефте- и битуминозных пород, в которой нефть в свое время соприкасалась с водой. На границе (обычно очень прихотливой) этих жидкостей устанавливаются восстановительные условия, которые приводят к ионно-обменным реакциям, протекающим между растворами и битумами с образованием труднорастворимых соединений урана.

К третьему типу инфильтрационных месторождений урана относятся месторождения, формирование которых связано с появлением ураноносных артезианских напорных вод. В частности, если породы, развитые на рудоносной площади, высокопроницаемы, т. е. трещиноваты и пористы (в частности грубозернистые песчаники), то ураноносные растворы поверхностного происхождения могут проникнуть на очень большую глубину по легко проницаемым породам, особенно залегающим между пластами водоупорных горизонтов. Постепенно воды, обо-

гащенные ураном, скапливаются здесь и начинают под влиянием массы (покрышки пород) перемещаться над водоупорным горизонтом в ту сторону, где они могут вылиться на поверхность. Образуются напорные артезианские воды, обогащенные ураном. Эти воды характеризуются окислительными свойствами. По пути движения они окисляют железистые и марганецсодержащие породы. Песчаники при этом окрашиваются в яркие красные тона в связи с образованием красных, бурых, желтых и коричневых гидроокислов железа, марганца и ярозита. При встрече окисляющих напорных вод с песчаниками или глинистыми породами, содержащими угли, углистое вещество, растительные остатки, битумы и другие органические соединения, а также сульфиды, происходит восстановление соединений, растворенных в напорных водах. В месте протекания восстановительных реакций выпадают урановые минералы.

В этом месте, которое названо А. И. Перельманом геохимическим барьером, песчаная или глинистая порода из бурой и красной становится серой или темно-серой. Песчаник, содержащий промышленные скопления урана, оказывается развитым на границе пород с буро-красными и серыми тонами. Эта граница обычно очень неровная. Содержание урана здесь сильно колеблется, но поскольку скопления его оказываются очень большими, а толщина слоев, содержащих эти скопления, местами достигает десятков метров, подобные инфильтрационные месторождения урана третьего типа обладают очень большими запасами урановых руд.

ОБРАЗОВАНИЕ ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ВОДАХ ОКЕАНОВ, МОРЕЙ И ОЗЕР

Процесс образования руд металлов, который дальше будет кратко рассматриваться, представляет собой накопление вместе с осадочными породами пластов рудного вещества на дне открытых водоемов наподобие того, как в них происходит осаждение пород химического происхождения, например известняков, имеющих состав CaCO_3 . Последние выделяются в виде осадка в результате сложных процессов, протекающих в открытых водах. Из этих процессов особое значение имеют окислительно-восстановительные реакции между растворенными соединениями вод водоемов и сильно разбавленными истинными или коллоидными растворами, поступающими из рек и ручьев. В. В. Щербина пришел к заключению, что в результате таких реакций в угленосных осадках образуются руды германия, урана и молибдена. В связи с обменными реакциями растворов, поступающих из рек и ручьев, с солями, растворенными в морских водоемах, осаждаются труднорастворимые соли фосфатов и сульфатов, в том числе сульфата стронция — целестина.

Очень широко в прибрежных частях озер, морей и даже в болотах происходит коагуляция коллоидных растворов, транспортирующих соединения железа, марганца, алюминия и, по мнению некоторых геологов, также меди. Эти месторождения, особенно первых трех металлов, имеют важное промышленное значение.

Металлы переносятся в виде сильно разбавленных растворов различных солей (и других соединений), транспортирующихся сначала вместе с почвенными водами. Большая часть соединений обычно представляет собой истинные растворы или коллоиды (состоящие из растворителя — воды и взвешенных в ней тонкораспыленных частиц диа-

метром от 0,0001 до 0,000001 мм). Однако заметная часть соединений во время транспортировки переходит в более крупные твердые частички размером обычно 0,01—0,001 мм и в таком виде (т. е. в виде взвеси) переносится водами ручьев и рек до крупных водных бассейнов. Металлы заимствуются из кор выветривания или из окисляющихся руд. Соединения металлов, образующие истинные, коллоидные растворы или тонкие взвеси, не осаждаются в непосредственной близости от своего источника. Они длительное время (тысячи и десятки тысяч лет) транспортируются, при этом слабometаллоносные растворы, коллоиды и взвеси проходят значительные расстояния.

Транспортироваться на значительное расстояние могут вещества, которые длительное время удерживаются в растворителе. Такими являются соединения железа, марганца, возможно меди и некоторых других металлов — урана, стронция, германия, молибдена. Специальными исследованиями установлено, что в виде тонко размельченной взвеси переносятся поверхностными водами, а затем водами ручьев и рек и осаждаются в прибрежных частях морей соединения Al_2O_3 и Fe_2O_3 .

После того как тем или иным путем на дне водоема образовался насыщенный водой осадок — ил (обычно состоящий из смеси частичек породы и рудного вещества), он претерпевает различные изменения, пока не превратится в твердую породу. Академик Н. М. Страхов высказал мнение, что сначала происходит уплотнение ила и оживление деятельности живущих в нем бактерий. Любое органическое вещество, оказавшееся в осадке, разрушается бактериями. В верхней части ила, насыщенной водой, скапливаются газы — CO_2 , H_2 , NH_3 . Свободная CO_2 реагирует с $CaCO_3$ и переводит его в раствор в виде $Ca(HCO_3)_2$. Параллельно с этим образуется $(NH_3)_2CO_3$. Все это повышает щелочность иловых растворов и ведет к переходу всех гидроокисных соединений, особенно железа и марганца, в закисную форму. Закисные же соединения более растворимы, чем окисные, и они обогащают иловый раствор. Вместе с железом и марганцем в иловый раствор переходят попутно захваченные элементы, в том числе и некоторые цветные металлы. Так происходит процесс, получивший название диагенеза, в процессе проявления которого возникают предпосылки для образования осадочных руд различных металлов.

Наряду с химическим осаждением различных рудных веществ, в лагунах, отгороженных от открытых морей барьером (например, косами), происходит интенсивное накопление мельчайших частиц различных рудных соединений и, в частности, гидроокислов алюминия $Al_2O_3 \cdot nH_2O$, поступающих с водами ручьев и речек в виде тонкой взвеси. В спокойных морских водах лагун эта взвесь начинает осаждаться, покрывая непрерывным слоем дно водоема. Проведенные исследования показали, что по отношению к древней береговой линии осадочные месторождения гидроокислов алюминия — бокситов — и гидроокислов и окислов железа и марганца располагаются последовательно. Недалеко от береговой линии в древних лагунах накапливаются пласты бокситов, а дальше, на большей глубине — гидроокислы железа и, наконец, еще глубже — осадочные руды марганца. В периферических частях морей и в прилегающих к ним заливах и лагунах отложение руд железа, алюминия и марганца происходит на глубинах, не превышающих 200 м.

Главной рудой алюминия является боксит. Это порода, состоящая из смеси диаспора $Al(OH)O$ и гидраргиллита — $Al(OH)_3$, содержащая также гидроокислы железа, опал (SiO_2), сидерит и другие минералы. Содержание Al_2O_3 в промышленных бокситах не должно быть

ниже 45%, а соотношение Al_2O_3 к содержащемуся в их составе SiO_2 не менее 2,6.

В настоящее время помимо бокситов все большее значение в качестве руды на алюминий приобретают породы, богатые нефелином, содержащим 34% Al_2O_3 . К ним относятся различные разновидности нефелиновых сиенитов, запасы которых практически неограничены.

Формирование алюминиевых (бокситовых) руд. Поступление алюминия в морские бассейны осуществляется в виде тонкораспыленной (тонкодисперсной) взвеси гидроокислов типа $Al_2O_3 \cdot nH_2O$. Способность этого соединения находиться в морской воде во взвешенном состоянии в общем ограничена. Следовательно, оно не может перемещаться далеко от береговой линии. Однако исследования показали, что пласты бокситовых руд протягиваются на протяжении даже сотен километров. Вероятно, взвесь $Al_2O_3 \cdot nH_2O$ приносится в прибрежную часть моря в основном не крупными реками, а водами многочисленных мелких ручьев.

Пласты боксита обязательно залегают на размытой поверхности каких-либо пород, очень часто известняков, накопившихся в мелководных бассейнах. Размыв свидетельствует о том, что накоплению бокситов предшествовало небольшое поднятие прибрежно-морского района. При выходе на дневную поверхность известняки химически разрушились (растворялись). Образовывались обширные пониженные территории с закарстованной поверхностью (с воронками, трещинами, промоинами), как это в настоящее время наблюдается в Далмации (Югославия).

К известнякам со стороны берега, очевидно, примыкали алюмосиликатные породы, обогащенные окислами алюминия, развитые на значительных площадях. Эти породы подвергались латеритовому выветриванию с образованием бокситоносной коры. Продукты такого выветривания накапливались, как правило, в более повышенных частях прибрежного района.

В случае даже небольшого опускания прибрежной территории море быстро затопляло карстовую поверхность известняков, развитую в обширных понижениях рельефа, и приближалось к бокситоносной коре выветривания. Для этих кор было характерно обилие глин и рыхлых землистых образований, которые, очевидно, энергично механически разрушались с помощью ветра, дождевой воды, многочисленных ручьев и временных потоков, сбегających в море; особенно интенсивное разрушение производил, по-видимому, морской прибой. Все эти агенты в совокупности подвергали измельчению материал бокситоносных кор выветривания, который поступал в море в форме взвеси $Al_2O_3 \cdot nH_2O$ и других частиц. Попадая в прибрежные части морского бассейна, эти взвеси сортировались и некоторое время транспортировались морской водой, удаляясь от береговой линии. Затем они откладывались на морском дне, представляющем собой затопленную карстовую поверхность известняков. Поэтому подошва бокситовых пластов часто неровная, со сложными заливами, вдающимися в известняк.

Таково строение пластов бокситовых руд, например, на Северо-Уральских бокситовых рудниках — СУБР (рис. 86). Как хорошо видно на рисунке, бокситы отложились на неровной с промоинами и трещинами поверхности известняков палеозойского возраста. Там, где были выступы этой поверхности, представлявшие собой островки в период накопления бокситов, в пластах их образовались пустые «окна». Иногда в пластах такие окна занимают 20—30% площади. Отложение бок-

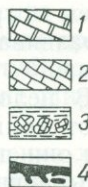
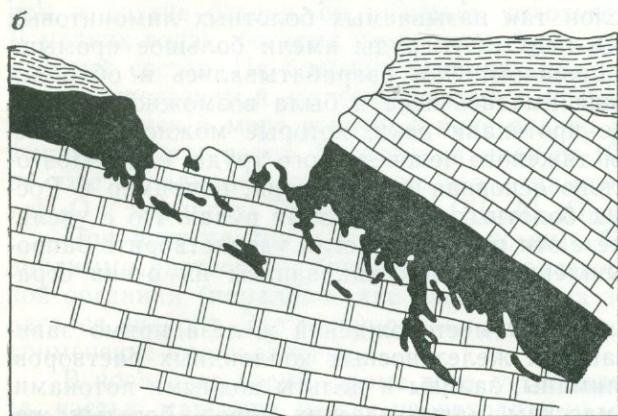
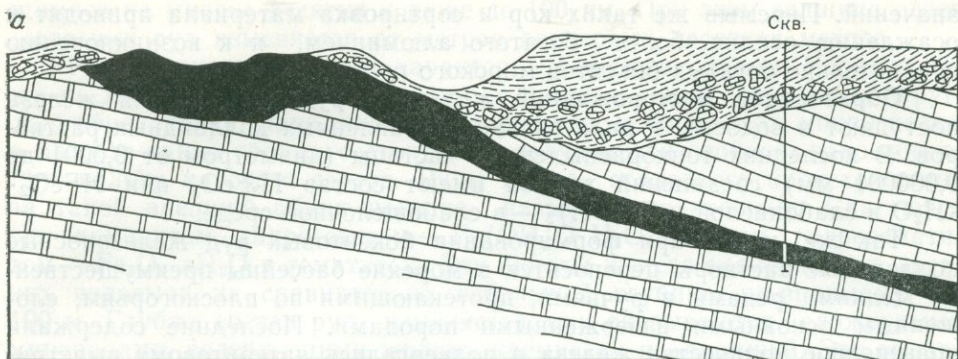


Рис. 86. Пласт бокситов осадочного происхождения (а) и строение его подошвы (б). Месторождения СУБР (разрезы). По А. В. Пейяе.

1 — светло-серые известняки, подстилающие бокситовый пласт; 2 — известняки, согласно покрывающие бокситы и образовавшиеся после них; 3 — кора выветривания известняков — глина со щебнем известняка в основании; 4 — пласт боксита и мелкие стяжения бокситов под подошвой пласта

сита без перерыва в осадонакоплении сменялось образованием известняков, поэтому верхняя граница бокситовых пластов ровная.

Поперечный разрез бокситовых пластов характеризуется развитием в нижней части рудной брекчии, состоящей из обломков известняка, сцементированных бокситом. Выше залегают красные неслоистые плотные либо бобовые бокситы высокого качества, которые сменяются серыми слоистыми бокситами и каолиновыми глинами, содержащими прослойки пиролюзитовых руд. Высшие сорта бокситов СУБР содержат 50% Al_2O_3 , низшие 27%. Красные неслоистые бокситы содержат 48—70% Al_2O_3 , 4—15% SiO_2 , железа до 30%. В состав руд входят бёмит и диаспор, силикаты и окислы железа и некоторые другие минералы. Богатые алюминием — красные бокситы накапливались совместно с гидроокислами железа в больших промоинах известняковой поверхности. Пестрые и яшмовидные бокситы осаждались на более ровных и наклонных участках морского дна.

Таким образом, бокситы осадочного морского происхождения являются переотложенными морем продуктами кор выветривания, первично образующимися на дневной поверхности. Во многих районах содержание алюминия в коре выветривания не достигает промышленных

значений. Перемыв же таких кор и сортировка материала приводят к осаждению осадка, более богатого алюминием, и к возникновению сравнительно богатых бокситов морского происхождения.

Образование месторождений железных руд. Соединения железа поступают в водоемы в виде сильно разбавленных коллоидных растворов. В последних тонкораспыленные частицы (диаметром от 0,0001 до 0,000001 мм) соединений железа имеют состав H_3FeO_3 или $HFeO_2 \cdot H_2O$ в слабокислой и $Fe(OH)_3$ — в слабощелочной среде.

Так же, как и при формировании бокситовых руд железоносные коллоидные растворы переносятся в морские бассейны преимущественно мелкими реками и ручьями, протекающими по плоскогорьям, сложенным основными изверженными породами. Последние содержали повышенное количество железа и подвергались латеритовому выветриванию. В тех случаях, когда коллоиды железистых соединений приносились во внутренние водоемы, например в древние болота и озера, возникали очень тонкие слои так называемых болотных лимонитовых руд, имеющих состав $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$. Эти руды имели большое промышленное значение лишь в прошлом. Они разрабатывались в обжитых местностях, там, где раньше имелись леса и была возможность получать древесный уголь, где протекали реки, которые можно было использовать для облегчения тяжелого человеческого труда, и др. Поэтому до XVIII в. включительно основная металлургия, например в России, основывалась на таких болотных лимонитовых рудах. Но с увеличением потребности в железе эти руды не смогли удовлетворить запросы развивающейся промышленности, так как запасы их очень ограничены.

В целом масштаб осадочных месторождений железа прямо зависит от количества поступающих железоносных коллоидных растворов. Если они приносились в лиманы, заливы и дельты водными потоками, размывавшими крупные массивы магматических пород, богатых железом, например, перидотиты, базальты, габбро, диабазы, то масштаб образующихся месторождений оказывался достаточно крупным. Например, такие месторождения осадочных руд железа, как Керченское, Чокусинское, Аятское, сложены пластами руд (рис. 87), вытягиваю-

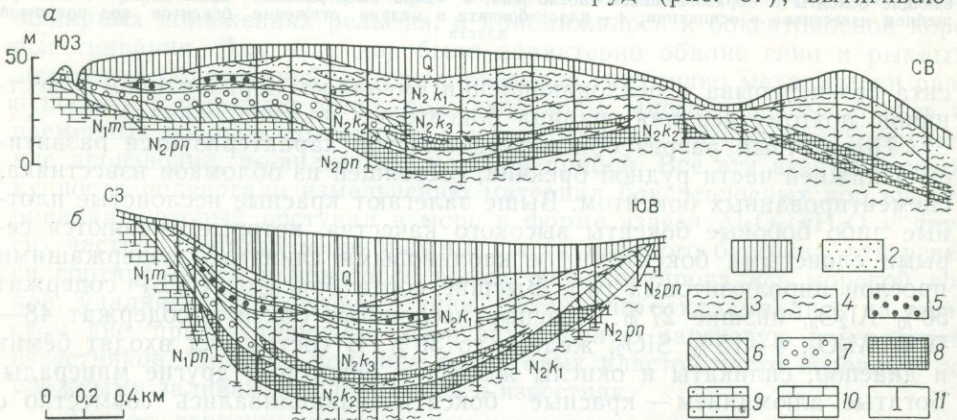


Рис. 87. Разрез Керченского месторождения железных руд осадочного происхождения: а — вдоль, б — поперек Кызыл-Аульской мульды, вмещающей рудоносный пласт. По Ф. И. Вольфсону и А. В. Дружинину (1975).

1 — суглинки; 2 — пески; 3 — песчаные глины; 4 — глины; 5 — песчаные глины с перетолженными рудами; 6 — коричневые оолитовые руды; 7 — обломочные и обломочно-оолитовые руды; 8 — табачные оолитовые руды; 9 — ракушечные глинистые известняки; 10 — известняки; 11 — скважины

щимися на многие десятки и даже до 100 км. При этом толщина слоев железных руд изменяется от метров до первых десятков метров.

Руды отличаются очень характерным внешним видом. Нередко даже на глаз заметно, что они состоят из сцепленных шариков и округлых образований, напоминающих горошины и бобы. Под микроскопом в разрезе такие «бобы» состоят из чередующихся слоев, напоминающих кольца на срезе дерева. Руды железа осадочного происхождения за такой внешний облик нередко называют оолитовыми. Слагаются они лимонитом, гидрогетитом — $\text{Fe}(\text{OH})\text{O} \cdot \text{H}_2\text{O}$, гетитом, гидрогематитом — $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и гематитом. Эти окислы железа осаждались в древних водоемах на сравнительно небольшой глубине, по-видимому, до 100 м. Глубже состав руд изменяется, они оказываются сложными минералами, содержащими железо, кремнезем и алюминий. Это вызвано тем, что осаждающийся в море при коагуляции коллоидного железозонного раствора ил только вначале имеет состав $\text{Fe}(\text{OH})_3$. Затем, как и другие осадки, он начинает уплотняться и преобразовываться. В мелких водах, богатых кислородом, ил в конечном итоге приобретает окисный состав. На больших глубинах при недостатке свободного кислорода железистый ил связывается с кремнистым веществом, также выносимым в море реками в виде сильно разбавленных коллоидных и истинных растворов. Поэтому начиная со 100 м и глубже руды состоят уже из алюмосиликатов железа — шамозита $\text{Fe}_4\text{Al}(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})(\text{OH})_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и тюрингита $\text{Fe}_{3,5}(\text{Al},\text{Fe})_{1,5}(\text{Si}_{2,5}\text{Al}_{1,5}\text{O}_{10})$.

При поступлении в морские закрытые бассейны совместно с коллоидными растворами бикарбонатных растворов и при наличии древесной органики (параллические бассейны) на значительных глубинах отлагался сидерит. Это легкоплавкие железные руды, нашедшие широкое применение в металлургии.

В последнее время, кроме того, установлено, что накопление железа, частью марганца может происходить на дне океана вблизи рифтовых зон, сопровождающихся интенсивной вулканической деятельностью. В процессе подводного излияния базальтовых лав, богатых соединениями железа и марганца, нагретые океанические воды выщелачивают последние из кристаллизующихся лав, выносят их в виде горячих растворов и откладывают в глинистых и вулканических илах.

В качестве типичного примера месторождений морских осадочных железных руд можно указать на месторождения Керченского полуострова. Рудоносная площадь сложена здесь верхнетретичными слоистыми осадочными породами, представленными глинами, переслаивающимися с песками. Породы эти смяты в пологие складки с падением крыльев 10—15°. Сохранились они только в синклиналиных прогибах или мульдах (см. рис. 87). Толщина рудного пласта изменяется от 2—3 до 25—30 м. В основном он сложен оолитовыми рудами, сцементированными окислами и карбонатами железа и марганца, баритом и некоторыми другими минералами. Наиболее высококачественными рудами являются так называемые «коржи», к которым относят плотные оолитовые руды, сцементированные окислами марганца. Большая часть промышленных руд включает два минералогических типа: гидрогетитовый («коричневый») и гидрогетит-лептохлорит-нонтронитовый («табачный»). Меньшее значение имеют другие типы. Содержание железа в промышленных рудах 20—51, марганца 0,1—11, фосфора 0,4—1,5 и серы 0,01—0,6%.

Условия образования осадочных месторождений марганца. По сравнению с железом соединения марганца обладают еще более высокой подвижностью и способностью перемещаться на значительные рас-

стояния в водах ручьев и рек, а затем морей. Гидроокиси этого металла типа $MnO_2 \cdot nH_2O$ и карбонаты растворимы лучше, чем соединения железа и более устойчивы в водной среде. Поэтому в водных бассейнах соединения марганца переносятся дальше от древней береговой линии и выпадают в виде осадка на глубинах обычно более 100 м. Вместе с ними в осадке накапливаются уже не песчинки, как это происходит, например, в местах отложения осадочных руд железа, а глинистые, более легкие частички. Они образуют на дне древних морей глинистые илы. Нередко совместно с соединениями марганца накапливаются известковые илы. В результате слои марганцевых руд чередуются с глинистыми сланцами и известняками.

Марганцевые соединения накапливаются сравнительно далеко от древней береговой линии. Здесь часть его соединений разносится морскими течениями и рассеивается, марганцевые соединения то осаждаются, то процесс временно прекращается. Поэтому сравнительно с железорудными пластами слои марганцевых руд обычно имеют меньшую площадь, протяженность и мощность (толщину), изменяющуюся от первых сантиметров до 30—50 см. В некоторых рудных полях выявляется до 10—15 залегающих друг над другом пластов осадочных марганцевых руд, находящихся среди сланцев и известняков. Марганец в осадочных рудах на глубине около 100 м накапливается преимущественно в виде псиломелана и пиролюзита. На больших глубинах в связи с недостатком кислорода образуется манганит, а на глубинах 150—200 м — карбонат марганца — родохрозит. Вместе с ним иногда накапливается и пирит. Образование этого сульфида железа свидетельствует об отсутствии окислительной обстановки на таких глубинах в полузакрытых морских бассейнах (заливах), где господствовали восстановительные условия.

Изучение осадочных месторождений марганца показывает, что среди них можно различать месторождения, возникающие на континенте и на дне морей. Основное практическое значение имеют вторые. Типичными примерами промышленных осадочных морских месторождений являются Никопольское, находящееся в УССР на правом берегу Днепра и Чиатурское в Грузии.

Чиатурское месторождение получило мировую известность как по высокому качеству руд, так и по их запасам. Разрабатывается это месторождение без малого 100 лет (с 1879 г.) и добываемые на нем руды используются на металлургических заводах как СССР, так и зарубежных стран. Местность в районе месторождения представляет собой высокое безлесное плоскогорье, изрезанное ущельями глубиной до 250 м. Примерно 50% рудоносной площади смыто р. Квирилой и ее притоками. Рудоносный горизонт подстилает молодые осадочные породы третичного возраста мощностью около 150 м, а сам подстилается меловыми известняками. Породы, залегающие над рудоносным горизонтом, представлены песчано-глинистыми отложениями и кремнистыми осадками. Рудоносный горизонт достигает мощности 12 м и состоит из 3—15 рудных прослоев (рис. 88), переслаивающихся с рыхлыми кремнистыми слоями. Толщина отдельных прослоев изменяется от нескольких сантиметров до 30—50 см. Суммарная мощность их 4—5 м. Нижние прослои сложены первично окисными рудами, имеющими главное промышленное значение. В составе их преобладает пиролюзит.

Руды имеют оолитовое строение. Размер отдельных оолитов изменяется от 1—1,5 до 5—8 мм. Каждый рудный прослой характеризуется примерно одинаковым размером оолитов. Последние цементированы кремнистыми минералами (опал) и обломками. Содержание

марганца в рудах колеблется от нескольких процентов до 30%, но они легко обогащаются с получением концентратов, содержащих марганца больше 30%. Руды эти малофосфористые, фосфора менее 0,29%.

Верхние рудные прослои сложены карбонатными (манганкальцит — $(Ca, Mn)CO_3$, родохрозит — $MnCO_3$ и др.) рудами и окисленными карбонатными

рудами. Несмотря на относительно высокое содержание марганца в них (от 6 до 30%), они характеризуются относительно высокой концентрацией фосфора, достигающей 0,3% и даже более, а также кремнезема — до 25%. В результате качество карбонатных руд и возникающих за их счет окисленных значительно ниже первичноокисных руд. Исследователями высказано предположение, что источником марганца для образования Чиатурского месторождения является расположенный вблизи него Дзирульский гранитный массив, подвергавшийся размыву в третичное время.

В последнее время все большее внимание исследователей и промышленности начинают привлекать железистые и марганцевые образования, формирующиеся на дне открытого океана. Эти образования, получившие название конкреций и обладающие формой несколько уплощенных шариков и шаров диаметром от миллиметров до десяти и редко более сантиметров, находятся на дне Тихого и Индийского океанов, в меньшей мере Атлантического, и на отдельных участках почти непрерывным слоем устилают дно. Наиболее мощный слой таких конкреций, как показали работы советских и американских океанологов, находится на глубинах от 2000 до 6000 м. Конкреции обычно имеют смешанный железо-марганцевый состав. Эти металлы, общие запасы которых оказываются колоссальными, находятся в виде окисных и гидроокисных соединений. Ценность этих конкреций повышается в связи с тем что почти в каждой из них в виде примеси находятся от десятых долей процента до 1% кобальта, примерно столько же никеля и около 0,5% меди.

Промышленная добыча марганцевых конкреций и извлечение из них упомянутых металлов проводится в Японии с глубины около 4000 м, экспериментальная добыча организована в США. В месторождениях, находящихся на континентах, запасы кобальта оцениваются около одного миллиона тонн, а в марганцевых конкрециях они по приблизительным подсчетам больше в сотни раз.

В водах океана растворены гигантские запасы различных металлов. Например, подсчитано, что в воде морей и океанов содержится (в млн. т): золота 8, никеля 80, серебра 164, молибдена 800. Принципиальная возможность извлечения этих металлов с помощью электролиза к настоящему времени уже доказана. Однако экономически это пока невыгодно, так как стоимость электроэнергии, затраченной на извлечение любого металла, в десятки и тысячи раз больше ценности самого металла. Поэтому в настоящее время из морских вод выгодно извлекать только магний, литий, бор, калий, бром и др., причем из полузакрытых бассейнов (заливов, лиманов), где концентра-

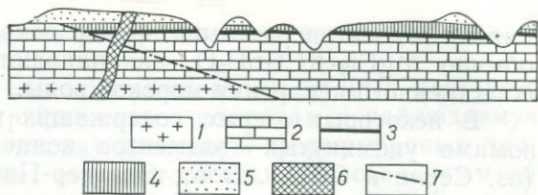


Рис. 88. Разрез Чиатурского месторождения марганцевых руд осадочного происхождения. По А. Г. Бетехтину.

1 — кварцевые порфиры и их туфы; 2 — известняки; 3 — окисные и подчиненные им карбонатные руды марганца; 4 — песчаники; 5 — пески и глины; 6 — порфириты; 7 — сброс

ция их в десятки раз выше, чем в открытом море. Здесь соли магния, обычно $MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$, накапливаются вследствие очень сильного естественного испарения морской воды.

В некоторых озерах, содержащих высокоминерализованные воды, помимо упомянутых элементов концентрируется также вольфрам (оз. Серлс в США). В оз. Сильвер-Пик в штате Невада концентрируется 3,5 млн. т лития. Воды здесь содержат также повышенное количество рубидия, цезия, хлора и других компонентов. К 1970 г. оз. Сильвер-Пик давало 25% общего количества карбонатов лития США, а в настоящее время добыча из вод этого озера достигла 8 тыс. т лития в год.

В Мертвом море, являющемся огромным бессточным озером площадью около 1000 км², общие запасы солей превышают 43 млн. т. Ученные запасы металлического лития здесь составляют 2,9 млн. т, а рубидия 9,6 млн. т. Из рассолов Мертвого моря Израиль добывает более 1 млн. т калийных солей (KCl) и 13,5 тыс. т брома, в ближайшее время планируется организовать извлечение также и лития.

Иордания также строила предприятие для добычи из рассолов моря калийных солей, содержащих порядка 900 тыс. т окиси калия. К настоящему времени установлены повышенные концентрации всех упоминавшихся элементов в озерах Чили, Мексики, КНР и других стран.

Существует другое перспективное направление в морской геологии — его можно было бы назвать биогеологией. Академик Л. А. Зенкевич подчеркнул, что некоторые морские организмы — водоросли, а также животные организмы, способны концентрировать отдельные металлы. Содержание их в организмах повышается в сотни, тысячи и даже миллионы раз сравнительно с водой морей и океанов. Так, морской рак лангуст доводит количество кобальта до 2 мг на килограмм живой массы, а отдельные полихеты — до 0,002%, никеля до 0,01—0,08%. Некоторые так называемые оболочниковые организмы усваивают из воды ванадий и концентрируют его. Ванадий выполняет у них такую же функцию, как кислород в крови человека и других животных, т. е. является окислителем. Кровь у оболочниковых зеленого цвета. Еще больше ванадия концентрируют асцидии. У них в пигменте крови содержится этого металла в миллиарды раз больше, чем в морской воде. Таким образом, если в будущем человечество сумеет разводить в больших количествах некоторые простейшие морские организмы, концентрирующие отдельные металлы, а также перерабатывать их и извлекать эти металлы, то возможность увеличения добычи ряда металлов будет резко расширена.

Что же касается возможности существования осадочных месторождений цветных металлов, то уже много лет проводятся острые дискуссии по вопросу об условиях образования свинцово-цинковых и медных месторождений, залегающих в слоистых толщах осадочных пород. Первые из них преимущественно приурочены к пластам карбонатных пород, представленных известняками и доломитами. Нередко рудные тела также обладают пластовой формой. Медные месторождения характеризуются относительно малосернистыми сульфидными рудами, в составе которых преобладают халькозин и борнит. Эти месторождения, названные медистыми песчаниками, обычно приурочены к пластам мелкообломочных пород — алевролитов, песчаников, кварцитов, распространенных среди других осадочных пород. Однако оруденевшими оказываются не только песчаники, но также известняки, кремнистые сланцы и другие породы. Месторождения медистых песчаников характеризуются пластовой формой рудных тел и в ряде

случаев относительно равномерным распределением рудных минералов внутри пластов.

Учитывая приуроченность свинцово-цинковых и медных месторождений к определенным стратиграфическим горизонтам и наблюдаемую (особенно при первом впечатлении) пластовую форму рудных тел¹, некоторые исследователи относят эти месторождения к осадочным образованиям. Вероятно, металлы в растворенном виде переносятся поверхностными водами и отлагаются в прибрежной зоне в связи с сорбцией их органическими соединениями. Отдельные ученые считают, что источником металлов являются коренные породы, обладающие кларковым содержанием свинца, цинка, меди.

Н. М. Страхов (1962) в результате многолетних исследований пришел к противоположному выводу. Он доказал, что источником металлов могут быть лишь ранее возникшие эндогенные месторождения либо породы, значительно обогащенные этими металлами. Н. М. Страхов подчеркнул, что формирование осадочных пластообразных месторождений цветных металлов может происходить за счет переноса соединений этих металлов только лишь растворами, а не взвесями. Однако новейшие исследования показали, что в реках и морях свинец превышает $3 \cdot 10^{-7}\%$, т. е. в 1 кг морской воды свинец содержится в 5000 раз меньше, чем в 1 кг горной породы. В 1 кг морской воды в 500—5000 раз меньше меди и цинка по сравнению с содержанием этих металлов в 1 кг пород земной коры. При этом концентрация меди в реках составляет $4 \cdot 10^{-6}\%$, а в морях $3 \cdot 10^{-7}\%$, и здесь соединения меди установлены также в форме взвеси.

При разрушении коренных месторождений свинца, цинка и меди грунтовые воды содержат повышенное количество этих металлов лишь в непосредственной близости от месторождений. Эти расстояния не превышают в пустынных зонах первые сотни метров, а в зонах с влажным климатом 2—3 км. Соответственно, из коренных месторождений в водные бассейны упомянутые металлы не могут переноситься в сколь угодно повышенных концентрациях. Вместе с тем изучение конкретных пластовых месторождений свинца, цинка и меди в СССР и зарубежных странах показывает, что рудные тела размещаются вблизи дорудных разрывных нарушений (т. е. контролируются последними) и сопровождаются зонами гидротермально измененных вмещающих пород.

В составе руд находятся такие различные минералы, как кварц и кальцит, а в составе сульфидов — различные редкие и рассеянные элементы (кадмий, германий, индий, таллий, рений и др.), характерные для гидротермальных месторождений, залегающих не только в осадочных, но и в изверженных породах. Все перечисленные признаки дают возможность считать более обоснованной гипотезу о гидротермальном происхождении рассматриваемых месторождений.

¹ При более детальном исследовании выявляется, что наряду с пластовыми на рассматриваемых месторождениях устанавливаются и секущие рудные тела.

Глава X

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ МЕТАЛЛОВ ЭНДОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Эндогенные месторождения широко развиты в земной коре, поэтому выявление закономерностей их пространственного размещения способствует значительно более быстрому и эффективному обнаружению новых месторождений с помощью современных мощных технических средств. Естественно, такие месторождения возникли только в тех участках земной коры, где были условия, благоприятные для их формирования.

Закономерности размещения месторождений эндогенного происхождения давно занимали умы передовых геологов всего мира. В последние 15—20 лет исследователями зарубежных стран и особенно советскими геологами был установлен ряд новых важных закономерностей. Оказалось, что они в основном определяются особенностями геологического строения и истории геологического развития крупных территорий и благоприятными условиями проявления тектоники и магматизма. Сочетание на определенных участках пород, складок, трещин, магматических тел, благоприятных для оруденения, представляет собой ту оптимальную геологическую обстановку, в которой образуются руды различных металлов, выделяющиеся из расплавов, горячих растворов и газов.

Проведенными исследованиями установлено, что образование эндогенных месторождений происходит во всех геотектонических сооружениях земной коры — в геосинклинальных складчатых системах (Уральская, Тянь-Шаньская, Алтайская, Кавказская и др.) и в отдельных, чаще краевых частях платформ и щитов (Русская, Сибирская платформы, Алданский, Украинский, Балтийский, Канадский щиты и др.). При этом оруденение возникает не на всех площадях платформ и щитов, которые в целом представляют собой стабильные сооружения континентов, а на тех их участках, где возрождается давно затухшая тектоническая и магматическая деятельность — происходят энергичные движения крупных блоков земной коры по существующим ранее древним разломам и образуются новые разрывные нарушения. Именно вблизи этих нарушений или вдоль них нередко внедряются глубинные и близповерхностные магматические тела и происходят разнообразные эндогенные рудообразующие процессы. Подобные участки платформ и щитов называют активизированными областями.

Естественно, руды металлов, возникающие в геосинклинальных складчатых системах и в областях активизации платформ и щитов, образуются в различной геологической обстановке.

Большая часть исследователей, пытающихся выяснить закономерности размещения рудных месторождений в масштабах целых континентов, опирается преимущественно на представления, высказанные советскими учеными Н. И. Архангельским, М. В. Муратовым, В. Е. Хаиным, С. А. Салуном и др. По их данным, геологическая обстановка в процессе формирования месторождений на платформах определялась проявлением здесь в разрезе двух главных подразделений или структурных ярусов. Нижним структурным ярусом служит основание,

или фундамент, сложенный очень древними архейскими и протерозойскими гранитами и метаморфическими породами. Горизонтально покрывающие его осадки палеозоя и мезозоя, а иногда и протерозоя образуют другой, уже верхний структурный ярус — платформенный чехол.

В бывших геосинклинальных областях исследователи, изучающие условия размещения руд, выделяют три структурных яруса, располагающихся друг над другом. К самому нижнему из них относится основание, фундамент (но уже фундамент складчатой зоны, а не платформы). Он также сложен наиболее древними породами, развитыми в каждой геосинклинальной области. Это всегда интенсивно смятые в узкие и протяженные складки метаморфические породы — гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, а также прорывающие эти породы граниты архейского и протерозойского возраста. В молодых складчатых геосинклинальных системах, завершивших свое развитие в мезозойское и альпийское (юрско-кайнозойское) время, среди древних пород фундамента могут залегать и палеозойские образования. Чем древнее складчатая геосинклинальная система, чем она раньше сформировалась, тем более древними породами сложен ее фундамент.

В период развития геосинклинальной области на энергично погружающемся дне моря, на породах фундамента накапливаются, а затем деформируются в складки эффузивные (диабазы, андезиты, липариты, их туфы, туфобрекчии) и песчано-сланцевые толщи, а иногда также толщи карбонатных пород. Во многих складчатых геосинклинальных системах среди них формируются образовавшиеся позднее крупные гранитные батолиты. Перечисленные слоистые породы, смятые в складки, расчлененные разломами и вмещающие тела батолитов, слагают второй структурный ярус, называемый геосинклинальным. Породы его отделены от пород фундамента резким угловым несогласием. Складки геосинклинального яруса также протяженные, но более широкие, а крылья их наклонены не так круто, как крылья складок фундамента. Обычно крылья складок падают под углами от 40—50 до 70—80° к горизонту.

Так как породы геосинклинального яруса сминаются в складки и отдельные их блоки поднимаются по разрывным нарушениям, на месте бывшего моря, на дне которого накапливались мощные осадки, вырастают горы, а море частью отступает. После этого накопление пород происходит только в протяженных впадинах между размывающимися горными хребтами, возвышающимися над поверхностью моря. Лишь периодами в такие впадины проникают заливы морей. Поэтому выше, на породах геосинклинального структурного яруса, начинают откладываться своеобразные осадки следующего более верхнего структурного яруса, названного орогенным. Осадки представляют собой результат разрушения гор — это обломочные породы (конгломераты, брекчии, песчаники, сланцы). Нередко накапливаются песчаники красного и бурого цвета, угленосные отложения, ритмически повторяющиеся слои песчаников и глинистых сланцев и т. д. Вокруг вулканов, появляющихся обычно на островной суше, среди горных цепей, возвышающихся над морем, накапливаются лавы и туфы наземного и прибрежно-морского происхождения. После или еще в процессе накопления в результате воздействия тектонических усилий перечисленные породы начинают сминаться в складки. Однако складки образуются обычно с очень широкими сводами и пологими крыльями.

Во многих складчатых геосинклинальных системах породы орогенного яруса прорываются штоками диоритов, сиенитов и гранитов, а

также многочисленными дайками более ранних кислых и пересекающих их основных пород (диабазов и диабазовых порфиритов). Как правило, вслед за этими магматическими телами формируются руды олова, свинца и цинка, меди, золота, ртути, сурьмы, мышьяка и других металлов. Формированием орогенного яруса заканчивается жизнь геосинклиналей. На их месте вырастают горы, которые впоследствии начинают разрушаться. Складчатая геосинклинальная область превращается в молодую платформенную, где образование складок, разрывов, магматическая и рудная деятельность почти целиком прекращаются.

В пределах некоторых таких молодых платформенных областей, возникших на территории отмерших геосинклиналей, накапливаются образования, соответствующие верхнему структурному ярусу. В этом случае молодые платформенные области подвергаются энергичному размыву, в процессе которого горы практически уничтожаются, а суша затопливается мелководным морем. При этом откладываются мелководные осадки. Они близки по строению и составу горизонтально залегающим породам чехлов древних платформ и поэтому также носят название платформенного чехла. Верхний структурный ярус обычно слагается породами небольшой мощности. Иногда, после продолжительного относительного покоя, в отдельных частях молодой платформы так же, как и в пределах древних платформ, возобновляется тектоническая и магматическая деятельность, завершающаяся рудообразованием, т. е. в пределах молодой платформы возникает область активизации и проявляется более молодое оруденение.

Рудные месторождения эндогенного происхождения могут возникать как в складчатых геосинклинальных системах, так и в активизированных участках платформ. Они могут формироваться в периоды образования каждого из перечисленных ранее структурных ярусов, либо в период формирования только последнего структурного яруса или даже позже — при активизации платформенных областей. В нижнем структурном ярусе руды обычно размещаются в самых древних метаморфических породах фундамента или в древних гранитах, прорывающих эти породы. Выше руды образуются в вулканических и осадочных породах геосинклинального яруса, смятых в сравнительно сжатые складки, а также в обломочных и вулканических породах самого верхнего для складчатых геосинклинальных систем орогенного яруса, характеризующегося проявлением широких складок с пологопогружающимися крыльями. В первом случае в фундаменте складчатой геосинклинальной системы кристаллизация руд из растворов происходит преимущественно на значительной глубине под мощной надрудной толщей (покрышкой древних, в сущности совсем иных по составу пород, слагающих два вышезалегающих структурных яруса). При формировании руд в орогенном ярусе они чаще образуются недалеко от поверхности. Надрудной толщей в этом случае служат породы, близкие по составу к вмещающим руду.

На платформах месторождения возникают большей частью в древних метаморфических породах фундамента, собранных в очень сжатые узкие складки. Над рудами, в момент их формирования располагается, по-видимому, сравнительно тонкая толща горизонтально залегающих пород платформенного чехла. Руды могут возникать иногда и в этих породах, но еще ближе к поверхности земли, существовавшей в процессе их формирования. Большая часть месторождений, образовавшихся в породах фундамента платформ и складчатых геосинклинальных систем или в геосинклинальном и орогенном ярусах последних, обнажается на дневной поверхности только потому, что надрудная толща пород, под

которой формировались и залегали руды, за длительное геологическое время оказалась размытой и на современной поверхности раскрылись выходы руд глубинного происхождения.

В каждой складчатой геосинклинальной системе руды не образовывались сразу в пределах всех трех структурных ярусов (в фундаменте, геосинклинальном и орогенном ярусе). На платформах также очень редко оруденение охватывает одновременно и фундамент, и платформенный чехол, хотя подобные примеры известны. Чаще всего эндогенное оруденение многих металлов формируется в каком-либо одном или изредка в двух структурных ярусах. Это объясняется общим относительно небольшим распространением оруденения по вертикали.

Изучение вопроса о глубине образования гидротермальных месторождений и о распространении их на глубину, проведенное отечественными и зарубежными геологами, показало, что верхняя часть рудных тел формируется на глубине от 300—500 до 2500 м (иногда 3000 м) от поверхности земли, существовавшей в процессе минерализации. Лишь некоторые тела ртутных руд возникают, не достигая десятков метров до древней поверхности или даже на самой поверхности. Распространение руд на глубину или, что то же, — вертикальный размах оруденения на месторождениях разных металлов является непостоянным (см. табл. 7). Величина эта колеблется в широких пределах от первых сотен метров до 3—4 км. Резкое различие вертикального размаха оруденения прямо зависит от условий залегания пород, слагающих различные структурные яруса, а также от физико-химических условий переноса и отложения рудного вещества и, возможно, глубины нахождения источника оруденения. На локализацию оруденения влияют физико-механические свойства вмещающих пород, существенно различающиеся в каждом структурном ярусе, определенное влияние оказывает также температура формирования рудных и сопровождающих их жильных минералов.

Дело в том что во всех провинциях, несущих эндогенное оруденение, обычно прослеживаются крупные разрывные нарушения, по которым с больших глубин поднимались рудоносные флюиды и растворы. Такие разломы, являющиеся рудоподводящими и рудоконтролирующими, пересекают, как правило, всю земную кору и достигают поверхности земли. При движении по ним блоков пород происходит приоткрывание менее протяженных разрывов, расположенных сбоку и сочленяющихся с ними. Такие разрывы приоткрываются, а если их раньше не было, то они возникают одновременно, синхронно с проникновением растворов из глубин.

В связи с достижением разломами древней поверхности земли в их полостях не создавалось условий для замедления течения рудоносных растворов. Последние, видимо, смешивались у дневной поверхности с грунтовыми водами и рассеивались. По иному процесс протекал по разрывам, расположенным в боках разломов, а также в плоскостях напластования пород. И те и другие непосредственно с земной поверхностью не сообщались. В связи с этим рудоносные растворы, проникавшие в боковые трещины и плоскости напластования, резко замедляли свое движение. Это приводило к более длительному и интенсивному взаимодействию этих растворов с вмещающими породами и в конечном итоге — к рудоотложению.

Форма рудных тел также прямо зависит от того, в каких структурных ярусах они образовались. В частности, в породах фундамента и геосинклинального структурного яруса, подвергнутых задолго до оруденения интенсивному смятию в складки, возникают метасоматические

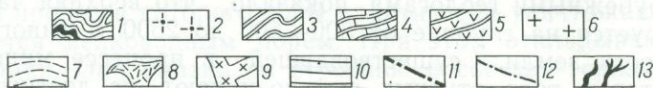
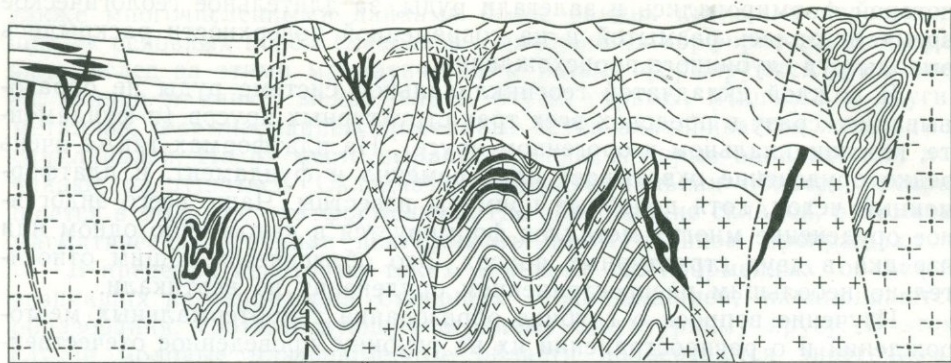


Рис. 89. Размещение гидротермальных месторождений в фундаменте, геосинклиальном и орогенном ярусе складчатой геосинклиальной системы (правая часть рисунка), а также в фундаменте и платформенном чехле древних платформ (левая часть) в период рудообразования. (Принципиальный разрез).

1 — метаморфические породы фундамента; 2 — гранитоиды фундамента; 3 — слоистые терригенные образования геосинклиального яруса; 4 — доломиты и известняки; 5 — метаморфизованные эффузивные породы диабаз-липаритовой формации; 6 — гранитоиды геосинклиального яруса; 7 — слоистые слабометаморфизованные образования орогенного структурного яруса (конгломераты, брекчии, глинистые сланцы, эффузивы); 8 — вулканические аппараты; 9 — штоки и дайки малых интрузий; 10 — слоистые образования платформенного чехла; 11 — крупные разломы, отделяющие складчатые системы от платформ; 12 — другие разломы; 13 — рудные тела гидротермальных месторождений

рудные тела пластовой формы, повторяющие форму складок. В массивных (обычно магматических) породах, в любых структурных ярусах рудные тела формируются в полостях трещин и сравнительно непротяженных разломов. Они представляют собой трещинные жилы, часто выполненные сплошными богатыми рудами (рис. 89). Нередко возникают также вкрапленные руды, развитые чаще всего в виде вытянутых параллельных сближенных полос и называемые минерализованными зонами, несущими более бедное оруденение. Однако способы формирования, внутреннее строение рудных тел и формы выделения минералов в рудных телах, залегающих в различных структурных ярусах, существенно различаются. По-разному также выклиниваются (заканчиваются) рудные тела по восстанию и падению, в зависимости от того, в каких структурных ярусах они возникли.

Все упомянутые характерные особенности условий залегания и внутреннего строения рудных тел эндогенного происхождения будут более детально рассмотрены при сопоставлении условий локализации руд в различных структурных ярусах.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В ФУНДАМЕНТЕ СКЛАДЧАТЫХ ГЕОСИНКЛИАЛЬНЫХ СИСТЕМ И ПЛАТФОРМ

В фундаменте складчатых геосинклиальных систем и платформ, сложенном древними толщами архейских, протерозойских и реже палеозойских пород, несколько своеобразно выражается контроль оруденения крупными разломами. Прежде всего сами эти разломы имеют очень длительную историю развития. Некоторые из них, судя по абсолютному возрасту древнейших изверженных пород, залечивающих их полости,

были заложены более 2 млрд. лет назад. Позднее вдоль них неоднократно возобновлялись движения. Оруденение же, распространенное вдоль них, имеет, например, возраст всего лишь 150 млн. лет и даже меньше.

Особенностью развития этих разломов в период формирования руд является также то, что в ряде рудоносных провинций они были перекрыты горизонтально лежащими слоистыми толщами платформенного чехла и не сообщались или очень слабо были связаны с поверхностью земли (Крейтер, 1956). В связи с этим крупные разломы в образованиях фундамента платформ не только служили каналами, по которым проникали растворы из глубин, но в ряде случаев в их полостях разместились рудные тела, имеющие преимущественно форму жил. Тела эти значительного протяжения и иногда с перерывами прослеживаются по простиранию на 20—30 км и более. Оруденение этих месторождений характеризуется значительным вертикальным размахом, достигающим, по-видимому, 4 км и более (см. рис. 89). В частности, максимальный вертикальный размах оруденения установлен для золоторудного месторождения Колар. Это месторождение находится в Индии и залегает среди пород архейского возраста.

Такое значительное распространение оруденения по вертикали, видимо, обусловлено тем, что при возобновлении движений блоков пород вдоль долгоживущих разломов в них возникают протяженные, глубоко распространяющиеся полости. Предполагается, что лишь многократные движения вдоль таких разломов приводят к появлению подобных полостей. Формирующиеся в них рудные тела имеют форму жил или зон вкрапленных руд. Вверх по возманию они заканчиваются под вышележащими платформенными образованиями, т. е. под породами платформенного чехла. Границей последнего является поверхность несогласия древних и более молодых пород.

Однако известны и такие примеры, когда рудные тела не достигают этой поверхности и заканчиваются ниже ее на 300—500 м. На глубину подобные рудные тела в некоторых глубоко вскрытых месторождениях выклиниваются на том интервале, где сосредоточенный разлом переходит в зону расщепления. При этом в рудовмещающей части сосредоточенный разлом представлен двумя или более плоскостями скольжения, между которыми находятся раздробленные породы. Поскольку характеризуемые месторождения возникают под чехлом слоистых платформенных образований, в условиях, когда разрывные нарушения не достигали древней дневной поверхности, газовая составляющая в рудоносных растворах покидала их очень медленно. Наряду с этим в течение продолжительного времени, соответствующего всему периоду рудообразования, сохранялась высокая температура растворов.

В результате в рассматриваемых условиях среди толщ, слагающих фундамент платформ и складчатых геосинклинальных систем, преимущественно формируются высокотемпературные гидротермальные месторождения свинца, цинка, золота и других металлов. Образованию их в ряде случаев предшествовало возникновение кальциево-железо-алюминиевых силикатов (скарнов) и других сопровождающих руды измененных пород, возникающих при относительно высоких температурах.

Наряду с важной ролью разломов значительная рудо локализирующая роль в формировании оруденения в фундаменте складчатых геосинклинальных систем и платформ принадлежит узким сжатым и даже сильно сжатым складкам. Разломы пересекают такие складки или прослеживаются вблизи их сводов. Разломы служат в основном каналами, по которым из глубин поднимаются горячие металлоносные растворы.

Эти растворы устремляются по трещинным каналам, которыми оказались изогнутые в складку пласты. При дальнейшем движении по плоскостям напластования эти растворы проникают по порам пород в обе стороны от упомянутых плоскостей. В результате обменных химических реакций между вмещающими породами и растворами вдоль этих изогнутых плоскостей напластования возникают пластообразные рудные тела, повторяющие форму складок (см. рис. 89).

Нередко образуется несколько пластообразных рудных тел, залегающих друг над другом. Таковы, например, рудные тела медных и свинцово-цинковых руд на месторождении Маунт-Айза и Мак-Артур в Австралии, а также на Озерном и Холодненском месторождениях в СССР. Лишь изредка от рудных пластов, повторяющих форму вмещающей их складки, отходят крутые ответвления. Эти рудные тела заполняют, по видимому, короткие полости в разрывных нарушениях, служивших каналами для поднимающихся снизу металлоносных растворов. Крутые ответвления рудных тел рассекают пласты складок, а в руде, слагающей их, обычно встречаются не полностью замещенные рудными минералами обломки пород.

УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОМ СТРУКТУРНОМ ЯРУСЕ

В образованиях геосинклинального структурного яруса, в котором слоистые породы смяты в складки с относительно крутопадающими крыльями, рудные тела гидротермальных месторождений часто приспособляются к изогнутым плоскостям слоистости. Здесь широко развиты пластообразные залежи, а также седлообразные жилы, приуроченные к самому перегибу или шарниру складок (см. рис. 89). Крутопадающие разрывы, пересекающие складки, в большинстве случаев оруденения не несут. Как и в фундаменте, они служили для растворов рудоподводящими каналами, которые распределяли растворы, направляя их в зону рудоотложения. На тех площадях, где сравнительно маломощные разломы и более мелкие разрывы отсутствуют, оруденение не возникает.

Пласто- и седлообразные рудные залежи обычно образуются путем замещения рудными и сопровождающими их жильными минералами пластов пород. Последние перед рудоотложением либо подвергались наиболее интенсивному тектоническому раздроблению, либо обладали высокой пористостью. Все это способствовало широкому соприкосновению рудоносных растворов с вмещающими породами и более полному протеканию между ними химических реакций.

Рудные тела формировались, как правило, под надрудной толщей, сложенной относительно плотными породами. Они представляли собой своеобразные, слабо проницаемые экраны для просачивающихся снизу рудоносных растворов. Нередко такими экранами служат породы более верхнего — орогенного структурного яруса, если они к моменту рудообразования сохранились от размыва. Крупные разломы обычно оруденения не несут, поскольку в большинстве провинций они оказались сквозными и в период оруденения рассекали все толщи пород вплоть до поверхности. На некоторых месторождениях оруденение возникает там, где крутопадающие рудоподводящие разрывы заканчивались по восстанию в благоприятных породах рудовмещающего горизонта, чаще все-

го представленного пачкой тонко переслаивающихся пород. В рассматриваемых условиях возникают гидротермальные месторождения свинца и цинка, меди, вольфрама и молибдена, золота, урана и ряда других металлов.

Глубина формирования верхних частей значительного большинства рудных тел подобных месторождений изменяется от 1000 до 2500 м. Вместе с тем глубина распространения по вертикали отдельных рудных тел обычно небольшая и часто составляет не более 100 м, либо равна первым сотням метров. Однако при развитии нескольких пластовых рудных тел, расположенных друг над другом и находящихся на различной глубине от древней поверхности, суммарный вертикальный размах на месторождениях нередко составляет 800—1000 м и даже более. Общей особенностью таких рудных тел является значительная вытянутость их по простиранию вдоль пластов благоприятных пород. Протяженность рудных пластов нередко достигает 5 км и более.

Условия образования месторождений в геосинклинальном структурном ярусе несколько отличны от формирования месторождений тех же металлов в фундаменте складчатых геосинклинальных систем. Это выражается прежде всего в том, что в геосинклинальном ярусе часть плоскостей слоистости и трещин, доступных для металлоносных растворов, достигает древней поверхности. В результате в отдельных частях рудноносных участков и месторождений металлоносные растворы могут частично сообщаться с поверхностью. При этом по порам, капиллярам и трещинам происходит потеря газовой составляющей растворами и создаются менее благоприятные условия для формирования высокотемпературных месторождений. Поэтому основная часть месторождений рудных и нерудных минеральных соединений в породах, примакающих к рудным телам, возникает при средних температурах. Вокруг рудных тел образуются во вмещающих их породах хлориты $(Mg,Fe)_5(Al,Fe)(OH)_8AlSi_3O_{10}$, кварц, доломит (особенно частый в известняках), анкерит, пирит, тонкочешуйчатая слюдка — серицит и др.

УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В ОРОГЕННОМ СТРУКТУРНОМ ЯРУСЕ

Условия локализации гидротермального оруденения, формирующегося в орогенном ярусе, существенно отличаются от условий образования его в геосинклинальном ярусе. Это вызвано тем, что породы орогенного яруса часто грубообломочные или состоят из ритмично переслаивающихся песчаников и глинистых сланцев или, наконец, представляют собой излившиеся вулканогенные образования. Все они обычно образуют широкие складки с очень пологими крыльями. На месте пересечения разломов в орогенном ярусе часто возникали вулканические сооружения, вокруг которых на значительной площади распространились застывшие лавы. Образующиеся в таких породах пологие складки на локализацию оруденения обычно не влияли. Руды отлагались только в разрывах, которые возникали в породах, легко подвергающихся дроблению.

Важное значение в формировании руд также приобретает пористость пород. С одной стороны, на больших глубинах она способствует просачиванию растворов. Вблизи поверхности земной коры пористые породы служат коллекторами металлоносных растворов. Между последними и породой, окружающей поры, происходят обменные химиче-

ские реакции. При этом выделяются рудные и сопровождающие их жильные минералы, обуславливая возникновение вкрапленных руд. Благоприятны для оруденения также породы, слагающие вулканические сооружения, особенно разного рода вулканические брекчии, туфы и некоторые разновидности застывших хрупких лав. Крупные разломы как бы распределяют поднимающиеся растворы, которые устремляются по системе трещиноватости пород и по плоскостям напластования изогнутых в пологие складки слоистых пород в зону рудоотложения, где и возникают трещинные рудные тела (см. рис. 89).

В последнее время установлено, что в складках орогенного яруса, сложенного глинистыми породами, могут возникать и пластовые тела свинцовых и цинковых руд. Такие складки отличаются характерной формой. Они обладают широкими сводами и в целом пологими крыльями. Лишь небольшие участки крыльев зигзагообразно изогнуты, иногда образуют корытообразные провалы или резкие повороты. В таких структурно-осложненных складках происходит приоткрывание изогнувшихся плоскостей слоистости. Полости этих плоскостей и вмещают рудные тела, что приводит к появлению седловидных залежей или изогнутых в складку рудных пластов. Очень часто на резко изогнутых участках крыльев складок возникает несколько ярусов руд. Таково, например, строение свинцово-цинкового месторождения Жайрем, расположенного в Казахстане. Интересно отметить, что на этом месторождении некоторые пластовые тела под очень острым углом пересекают слои глинистых пород, распространяясь вдоль трещин. Очевидно растворы проникали не только в приоткрытые плоскости слоистости, но и в изогнутые тектонические трещины, под очень пологим углом секущие напластование.

Оруденение в орогенном структурном ярусе формируется в относительно близкоповерхностных условиях. Верхние части рудных тел возникают преимущественно на глубинах примерно 400—800 м от поверхности земли, существовавшей в процессе оруденения. Вертикальный размах оруденения большинства месторождений составляет сотни и первые сотни метров. В протяженных разрывах, пересекающих однородные либо сходные по составу породы, оруденение продолжается на значительно больший интервал, иногда достигающий 1500 м и более. В орогенном ярусе оруденение формируется в условиях, когда рудоносные растворы по многим трещинам и плоскостям слоистости просачивались до земной поверхности. В результате в данных условиях происходила существенная дегазация растворов и снижение их температуры. В зону рудоотложения с поверхности проникал кислород. Образовывались не только среднетемпературные, но также частично и низкотемпературные месторождения свинца, цинка, меди, сурьмы, ртути, золота, урана и других металлов.

Ореол вкрапленных рудных и жильных минералов, возникших во вмещающих породах, примыкающих к рудным телам, близок по составу к минералам, наблюдаемым в геосинклинальном структурном ярусе. При этом в алюмосиликатных породах вокруг рудных тел образуются березиты — породы, обогащенные серицитом, анкеритом и пиритом. В карбонатных породах появляется кварц и доломит.

Особенностью рассматриваемых месторождений является также то, что формирование руд происходит метасоматически только в глинистых породах (алевролитах) и особенно в известняках, а в вулканических толщах рудоотложение преимущественно происходит путем выполнения открытых пустот, что приводит к появлению кокардовых, друзовых и полосчато-симметричных структур.

УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В ПОРОДАХ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

В платформенном чехле, образованном горизонтально залегающими слоистыми толщами, отчетливо выявляются свои специфические условия локализации оруденения. Прежде всего здесь затушевано влияние складчатости на размещение руд.

Складки, в которые изгибались бы породы платформенного чехла, редки. Они обладают очень широкими сводами и полого наклонными крыльями. Существенное значение для образования руд в породах платформенного чехла имеют другие складки, образующиеся параллельно с накоплением морских осадков на ложе, основании платформы. Чаще всего исследователи выявляют такие складки по окраинам платформенных областей. Дело в том, что фундамент платформ по окраинам испытывает очень медленное погружение и в то же время расчленяется разломами на сравнительно небольшие блоки пород. Одни из них на фоне общего погружения и затопления морем основания платформы опускаются быстрее, другие медленнее. Естественно, что ложе платформы при этом по окраине приобретает вид блоков или ступеней. В наиболее опущенных тектонических блоках накапливается самый мощный слой морских осадков, которые стремятся как бы выровнять неровности основания платформы. Образуются широкие конседиментационные складки, форма которых тесно зависит от особенностей осадконакопления.

Руды, возникающие по окраинам платформ, нередко используют трещины напластования в таких складках (см. рис. 89), как, например, установлено в крупных пластовых месторождениях свинца и цинка, расположенных в бассейне рек Миссисипи—Миссури в США. При формировании оруденения важное значение наряду с разрывными нарушениями приобретают также физико-механические свойства вмещающих слоистых пород и прежде всего их высокая пористость, проницаемость и способность к дроблению. В результате среди целой серии пластов пород, слагающих платформенный чехол, наиболее благоприятны для оруденения лишь отдельные пласты, в которых и формируются руды. К ним прежде всего относятся пористые песчаники, кремнистые сланцы, иногда известняки.

В пористых песчаниках рудоносные растворы проникают по порам и капиллярам от рудоподводящих разломов на достаточно большое расстояние. Оруденевшим оказывается весь пласт или значительная часть его, вытягивающаяся в виде полосы вдоль разрывного нарушения или вдоль плоскости напластования, по которой растворы двигались в стороны и внутрь пластов. В менее пористых пластах вдоль серии мелких трещин развивается прожилково-вкрапленное оруденение. Так же, как и в ранее рассмотренных геологических условиях складчатых областей, размещение рудных полей и месторождений определяется крупными разломами, которые сами оруденению не подвержены, но отдельные минералы, выпадавшие из горячих растворов, устанавливаются и вдоль них.

В характеризуемых условиях оруденение формируется на относительно небольшой глубине, не превышающей 500—800 м от поверхности земли, существовавшей в процессе минерализации. Поскольку оруденение формируется в определенных пластах, благоприятных для рудоотложения, вертикальный размах его оказывается небольшим, не превышающим мощности рудоносных пластов, в большинстве случаев не более 100—150 м. Однако в ряде случаев оруденение из пород платформенного чехла продолжается в нижележащие однородные метамор-

фические породы или граниты, слагающие основание платформы. В такой обстановке рудные тела, располагающиеся почти вертикально, могут проследиваться на глубину 1000 м и более.

В породах платформенного чехла рудоотложение протекает в условиях, когда рудоносные растворы имеют возможность проникать до земной поверхности. Они обладают относительно низкой температурой и насыщаются кислородом, а в зону рудоотложения в это время могут просачиваться грунтовые воды. В результате рудообразование происходит в низкотемпературных условиях (50—200 °С). Поэтому в породах платформенного чехла обычно формируются низкотемпературные месторождения меди, свинца и цинка, золота, урана, сурьмы, ртути, серебра и некоторых других металлов. Низкотемпературными оказываются также и минералы, сопутствующие рудным телам и возникающие в окружающих породах. В это время в породах, вмещающих рудные тела, появляются различные минералы — карбонаты, глинистые минералы и др.

Рассмотренные выше данные по условиям размещения гидротермального оруденения в различных структурных ярусах показывают, что форма и условия локализации рудных тел прямо зависят от истории геологического развития рудоносных площадей. Это позволяет прогнозировать при поисках новых месторождений не только возможные условия их размещения, но в значительной степени даже формы рудных тел. Такой прогноз особенно важен для выявления месторождений как обнажающихся на дневной поверхности, так и скрытых на глубине.

Основной предпосылкой для поисков месторождений является наличие разрывных нарушений, развивавшихся очень длительно. Многократное проявление движений по этим разломам устанавливается фактом нахождения вдоль них разновозрастных магматических продуктов, а также различных ассоциаций минералов, возникших в ряд последовательных стадий. Вдоль минерализованных разрывных нарушений выявляются первичные ореолы рассеяния основных металлов и их спутников, руды которых залегают на глубине.

Второй важной предпосылкой является наличие вдоль разрывов зон гидротермально измененных пород, сходных по составу с породами, окружающими рудные тела. Проводя поисковые работы, следует также учитывать, что в момент формирования месторождений над рудными телами залегают надрудные толщи пород обычно другого состава и различной мощности. Соответственно, важно решить вопрос, насколько эти надрудные толщи были уничтожены в последующем текучей водой, деятельностью ветра, солнца и других поверхностных агентов и можно ли рассчитывать на выявление под оставшейся их частью новых месторождений или рудных тел.

Таким образом, важной предпосылкой для поисков месторождений является учет глубины эрозионного среза, т. е. мощность эродированной надрудной покрывки коренных пород. В зависимости от геологической обстановки изучаемой площади и в соответствии с тем, в пределах какого структурного яруса проводится поиск, при его осуществлении необходимо учитывать изложенные выше данные. Все они в совокупности дают возможность не только предугадывать места возможного нахождения рудных залежей, но и предсказывать возможную протяженность рудных тел в вертикальном или наклонном направлении. Все это вместе взятое повышает научное обоснование поисковых работ, вооружает исследователей важными идеями и позволяет им увереннее проводить глубинные поиски с помощью современных мощных технических средств.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ЭКЗОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Многочисленные исследования, проведенные в процессе изучения экзогенных рудных месторождений, показывают, что основными факторами, определяющими концентрацию первичноосадочных рудных образований, являются: 1) наличие источника рудных компонентов; 2) благоприятный рельеф местности; 3) проявление благоприятных климатических условий. При этом рудное вещество, необходимое для образования месторождений, может поступать из трех источников. Одним из них являются исходные породы или руды. Другой источник — непосредственное выпадение солей и рудных компонентов из морской или озерной воды, а также извлечение их природными сорбентами. Третий источник — различные эндогенные рудные элементы, поступающие в бассейны осадконакопления в связи с магматическими процессами.

Первичноосадочные рудные образования, возникающие в стадии накопления осадков, могут претерпевать существенные изменения под воздействием более поздних процессов, протекающих в стадию перехода илов в осадочную горную породу (стадию диагенеза). Изменения продолжаются и позднее, когда в горную породу проникают различные водные растворы (стадия катагенеза). Образование осадочных пород и полезных ископаемых существенно зависит также от того, в какой геотектонической обстановке протекает процесс накопления руд.

В платформенных областях преобладают стабильные тектонические условия. Среди слоистых толщ, слагающих платформенные образования, в период рудоотложения выделяются несколько различных минеральных комплексов. Одни из них представляют собой морские осадочные образования; другие — накапливаются в континентальных условиях и включают породы кор выветривания. Отложения всех комплексов обычно тесно связаны друг с другом и образуют целую гамму постепенных переходов. Каждый комплекс накапливается в условиях определенной зоны на платформе и с каждым из них связывается свой круг месторождений.

Выделяют четыре зоны осадконакопления и рудообразования, устанавливающиеся на платформе. Нулевая зона включает повышенные участки платформы и прилегающие к ним гористые участки складчатых областей. Первая зона (частичного выноса и формирования остаточных месторождений) охватывает невысоко приподнятые участки платформ. Вторая зона охватывает выровненные части платформ, где происходит химическое разложение материнских пород. Третья зона (зона формирования осадочных месторождений) представляет собой эпиконтинентальные морские водоемы. В них происходит отложение морских осадочных пород и полезных ископаемых осадочного происхождения.

При движении поперек основных зон осадконакопления и рудообразования при благоприятных условиях можно последовательно встретить различные комплексы осадочных пород и пластовых месторождений, залегающих с ними согласно и тесно связанных между собой. Начиная от приподнятых областей, выделяемых в нулевую зону, в следующей — первой зоне, встречаются образования коры выветривания, вклю-

чающие многочисленные остаточные месторождения. Последние составляют первый ряд. Далее следует вторая зона, характеризующаяся распространением континентальных отложений, с которыми связаны речные, болотные, озерные и другие месторождения пластовой формы, а также инфильтрационные месторождения и зоны окисленных руд. Все они относятся ко второму ряду. В пределах морских бассейнов третьей зоны формируется последний (третий) ряд осадочных месторождений. По данным Д. Г. Сапожникова, осадочные месторождения, возникшие в единую рудную эпоху, когда из областей питания более или менее постоянно поступал минеральный материал, занимают в пределах ряда совершенно определенное положение. Оно определяется вначале (на суше) расстоянием от области сноса, а затем (в морском бассейне) — расстоянием от берега водоема.

Выше было показано, что отложение экзогенных руд железа, алюминия и марганца в водоемах происходит обычно путем коагуляции коллоидных растворов. В этой форме в поверхностных пресных водах переносится главная часть металлов. Коагуляция этих растворов достигает больших масштабов в дельтовых областях, что объясняется влиянием действия электролитов, содержащихся в морской воде. Напомним, что состав рудных образований зависит от той глубины водоема, на которой происходит их накопление. На небольших глубинах, в условиях активного действия кислорода, происходит отложение окисных соединений железа и марганца. На более глубоких участках при недостатке кислорода и в связи с восстановительным действием разлагающихся органических веществ, а также в условиях сероводородного брожения возникают карбонатные руды, находящиеся в тесной связи с сульфидами.

В отношении места отложения в морских бассейнах руд железа, алюминия и марганца установлено, что ближе к берегу из растворов, поступающих с континента, отлагаются соединения алюминия или алюминия совместно с железом. Далее накапливаются руды железа и марганца. Наиболее кислыми (рН 4—6) являются алюмоносные растворы, из слабощелочных или слабокислых растворов выпадают руды железа и при рН 8—9 отлагаются марганцевые руды.

Некоторые исследователи считают, что при переходе концентрации водородных ионов (рН) от 6—7 до 8,5 и резком изменении окислительно-восстановительного потенциала (что довольно обычно для природных морских вод) происходит раздельное выпадение железа и марганца. Поэтому считается, что из поступающих с суши растворов относительно быстро выпадают железосодержащие минералы, образуя железорудные месторождения. В это же время марганец удерживается в растворах, переносится течениями в более глубокие участки бассейна, где и выпадает, формируя собственно марганцевые месторождения. В некоторых благоприятных условиях кислородного режима могут накапливаться совместно руды железа и марганца. В тесной ассоциации с ними иногда выделяются и другие элементы, в том числе и редкие. Для бурых железняков особенно характерны примеси ванадия, мышьяка, фосфора, редких земель, бора, иногда германия, хрома, никеля и кобальта.

Проведенные исследования показали, что в связи с накоплением углисто-кремнистых сланцев и захоронением в них органических остатков рыб в этих породах образуются некоторые осадочные урановые месторождения пластовой формы. Однако большая часть известных пластовых урановых месторождений экзогенного происхождения возникает в связи с развитием инфильтрационных процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антропов П. Я. Топливо-энергетический потенциал Земли. Изд. 2-е. М., ВИНТИ, 1976. 263 с.
- Барсуков В. Л., Курильчикова Г. Е. Устойчивость гидроксоаннатных комплексов и кристаллизация касситерита в гидротермальных условиях (по экспериментальным данным). — «Геохимия», 1970, № 1, с. 35—42.
- Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Госгеолиздат, 1950. 957 с.
- Бетехтин А. Г. О причинах движения гидротермальных растворов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 453—475.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 122—275.
- Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры. Сообщение 1. — «Геохимия», 1961, № 1, с. 3—29.
- Виноградов А. П., Ярошевский А. А. О физических условиях земного плавления в оболочках Земли. — «Геохимия», 1965, № 7, с. 779—790.
- Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 517—610.
- Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1962. 305 с.
- Вольфсон Ф. И., Дружинин А. В. Главнейшие типы рудных месторождений. М., «Недра», 1975. 391 с.
- Гинзбург А. И., Луговской Г. П. Месторождения лития. — В кн.: Рудные месторождения СССР, т. 3. М., «Недра», 1974, с. 278—294.
- Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 152—219.
- Годлевский М. Н. Магматические месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 7—83.
- Жариков В. А. Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 202—302.
- Земля. Введение в общую геологию. М., «Мир», т. 1 и 2, 1974. 845 с. Авт.: Дж. Ферхуген, Ф. Тернер, Л. Вейс и др.
- Исаенко М. П. Определитель текстур и структур руд. М., «Недра», 1975. 228 с.
- Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970. 463 с.
- Крейтер В. М. Структура рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956. 272 с.
- Лебедев Л. М. Современные рудообразующие гидротермы. М., «Недра», 1975. 261 с.
- Мархинин Е. К. Глубины размещения вулканических очагов по геологическим, геофизическим и петрохимическим данным. — В кн.: Проблемы геологии древних платформ, вып. 1. М., «Наука», 1973, с. 261—270.
- Мясников В. С. Некоторые особенности месторождений титаномагнетитовых руд Южного Урала и проявление в них метаморфизма. — «Геология рудных месторождений», 1959, т. 1, № 2, с. 49—62.
- Ольшанский Я. И. Растворимость сернистого железа в силикатных расплавах. — «Труды Ин-та геол. наук АН СССР. Петрограф. сер.», 1950, № 36, вып. 121, с. 39—63.
- Ольшанский Я. И., Иваненко В. В. Механизм переноса веществ при образовании гидротермальных месторождений сульфидов. М., Изд-во АН СССР, 1958. 80 с. (ИГЕМ АН СССР. Труды. Вып. 16).
- Петровская Н. В. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании. — «Геология рудных месторождений», 1965, № 1, с. 3—13.
- Рундквист Д. В. О факторе времени при формировании метасоматических пород, жил, прожилков грейзеновых месторождений. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1965, ч. 94, вып. 1, с. 10—27.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд. 3-е. М., «Недра», 1976. 964 с.
- Смирнов С. С. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1955. 248 с.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1962, т. 1, 212 с.; т. 2, 574 с.; т. 3, 550 с.
- Ферсман А. Е. Пегматиты. Изд. 3-е. Т. 1. Гранитные пегматиты. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1940. 712 с.
- Фролов А. А. Факторы локализации редкометалльного оруденения в карбонатитах. — «Геология рудных месторождений», 1965, т. 7, № 5, с. 31—37.

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Билибин Ю. А.* Основы геологии россыпей. М., Изд-во АН СССР, 1955. 472 с.
- Вахромеев С. А.* Месторождения полезных ископаемых, их классификация и условия образования. М., Гостеолтехиздат, 1961. 458 с.
- Вольфсон Ф. И.* Развитие учения о рудных месторождениях в СССР. М., «Наука», 1969. 324 с.
- Вольфсон Ф. И.* Происхождение руд металлов. М., «Знание», 1974. 64 с.
- Здорик Т. Б.* Здравствуй, камень! М., «Недра», 1975. 127 с.
- Кузин М. Ф., Егоров Н. И.* Полевой определитель минералов. М., «Недра», 1974. 231 с.
- Лебединский В. И.* В удивительном мире камня. М., «Недра», 1973. 196 с.
- Лодочников В. Н.* Краткая петрология без микроскопа для неспециалистов. М., Гостеолтехиздат, 1956. 155 с.
- Магакьян И. Г.* Рудные месторождения. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1961. 548 с.
- Маршинин Е. К.* Плутон-созидатель. М., «Знание», 1971. 68 с.
- Обручев В. А.* Занимательная геология. М., Изд-во АН СССР, 1961. 567 с.
- Минералы и горные породы СССР.* Отв. ред. А. И. Гинзбург. М., «Мысль», 1970. 439 с. Авт.: Т. Б. Здорик, В. В. Матнас, И. Н. Тимофеев, М. Г. Фельдман.
- Панюков П. Н., Перфильева З. Г.* Основы геологии (общая геология с элементами кристаллографии, минералогии и петрографии) М., «Недра», 1968. 351 с.
- Петров В. П.* Основы учения о древних корях выветривания. М., «Недра», 1967. 343 с.
- Ферсман А. Е.* Занимательная минералогия. М., Изд-во АН СССР, 1959. 238 с.
- Шербаков Д. И.* Предвидение геолога. М., «Знание», 1964, с.
- Шербаков Д. И.* Избранные труды. Т. 3. М., «Наука», 1971. 326 с.

СЛОВАРЬ НЕКОТОРЫХ — ГЛАВНЕЙШИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПОНЯТИЙ

Вулканический аппарат (постройка) — чаще крутопогружающееся магматическое тело, заполнившее жерло вулкана. Слагается серией близких по составу, пород, образовавшихся в несколько периодов вулканической деятельности; некоторые из пород при этом достигали древней поверхности и представлены согласными покровами и потоками, а корневые части их постепенно сменяются секущими слоистыми трубо- и дайкообразными телами глубинного происхождения.

Геосинклиналь, или геосинклинальная зона (область) — линейно-вытянутый бассейн протяженностью в сотни и тысячи километров, с интенсивно прогибающимся основанием, постепенно и почти непрерывно заполняющийся эффузивными породами и осадками морского происхождения многокилометровой мощности. Накопившиеся породы затем испытывают интенсивное складко- и трещинообразование, в результате чего геосинклинальная зона превращается в геосинклинальную складчатую систему.

Геосинклинальная складчатая система — сложное складчатое сооружение протяженностью в сотни и тысячи километров, характеризующееся проявлением двух структурных ярусов — геосинклинального и орогенного, развившихся на породах основания (фундамента).

Геосинклинальный структурный ярус — комплекс интенсивно смятых в складки умеренно метаморфизованных эффузивных и песчано-сланцевых, реже карбонатных пород, дрорванных крупными гранитоидными интрузивами, развившейся на породах фундамента.

Гидротермально измененные породы — горные породы, первичный состав которых изменен в результате воздействия на них горячих минерализованных растворов и (или) газов. Преимущественно примыкают к различным минеральным телам или сопровождают минеральные образования — жилы, зоны рудной вкрапленности, рудоносные пласты и т. д., при этом интенсивность изменения убывает в сторону от минерального тела или образования.

Грейзен — метасоматическая порода, образованная под воздействием газовой жидких растворов, богатых кремнеземом и летучими компонентами; состоит в основном из кварца и слюд (нередко крупночешуйчатых), подчиненных им типичных минералов, содержащих фтор, хлор и гидроксильные группы воды — топаза, флюорита, турмалина, полевых шпатов, а также рудных минералов олова, вольфрама, молибдена, бериллия и др.

Деформация (хрупкая и пластичная) — изменение формы, а также объема горных пород (и минеральных образований) под действием тектонических внутренних сил Земли. Хрупкие деформации проявляются в горных породах нарушением их сплошности, т. е. возникновением в породах различных трещин и разрывных нарушений — разломов, зон дробления, трещиноватости, рассланцевания и т. д. Пластичная деформация проявляется в горных породах смятием их в различные складки и перегибы (флексуры) без нарушения их сплошности.

Диагенез (стадия диагенеза) — процесс превращения осадка в горную породу, который происходит в результате: 1) растворения и удаления неустойчивых соединений из осадка и извлечения из него растворимых солей; 2) осаждения из окружающей среды минеральных новообразований; 3) химического взаимодействия осадка с окружающей средой; 4) дегидратации или гидратации, 5) цементации осадка.

Дифференциация магмы — совокупность физико-химических процессов, вследствие которых магма расслаивается на два или несколько слабо смешивающихся расплава различного состава. Кристаллизация их ведет к образованию различных пород. Д. м. может происходить в период кристаллизации расплава и отделения твердой фазы, состоящей из более тугоплавких минералов, в процессе ликвации, приводящей к разделению расплава на две и более несмешивающиеся жидкости, или вызвано другими причинами (в результате поглощения расплавом окружающих осадочных и других пород, выделения летучих составных частей магмы и т. д.).

Зонная плавка — процесс, при котором вещество в виде тонкого стержня нагревается. В нем возникает узкая зона плавления, которая медленно перемещается вдоль стержня. По мере перемещения зоны плавления легкоплавкие компоненты, понижающие температуру плавления, перейдут в жидкую фазу и будут накапливаться в движущемся расплаве, а тугоплавкие останутся в твердой фазе. Академик Виноградов (1961) предполагает, что такой разделительный процесс з. п. является подобием выплавления вещества земной коры из материала мантии Земли и эта гипотеза может быть приложена к изучению механизма процесса радиального выплавления и дегазации Земли.

Карбонатитовые массивы открытого типа — комплексы магматических (ультраосновного — щелочного состава) тел глубинного и близповерхностного происхождения, а также связанные с ними происхождением покровы и потоки вулканитов. Возникают в условиях, когда отдельные магматические расплавы, участвовавшие в образовании комплекса тел, достигали поверхности.

Карбонатитовые массивы закрытого типа — комплекс магматических тел ультраосновного — щелочного состава, сформировавшихся на глубине, не имевших выхода на древнюю дневную поверхность.

Катагенез — возникновение новых минералов в результате проникновения избыточных минерализованных растворов из уплотняющейся вышележащей осадочной породы в подстилающую ее другую породу. Представляет конечную стадию преобразования осадка в породу.

Кларки — числа, выражающие среднее содержание элементов в пределах всей земной коры или литосферы или даже в космосе.

Кратоны (или щиты) — крупные территории земной коры, сложенные древними докембрийскими породами, являющиеся стабильными участками, не подвергавшимися складчатости и образованию разломов со времени их последнего метаморфизма 1 млрд. лет назад и более.

Латеритовое выветривание — процесс образования пористой землистой или твердой коры выветривания красного цвета, богатой гидроокислами железа и алюминия, часто бобового сложения. Латеритовые коры возникают при физико-химическом выветривании различных пород в условиях тропического климата.

Малые интрузии — комплекс штоков гранитоидных и щелочных пород, а также сменяющих их даек (ранних — преимущественно кислого и щелочного, поздних — главным образом основного состава), образующихся чаще в стадию завершения тектоно-магматического цикла. Как правило, вслед за проявлением комплекса малых интрузий происходит образование гидротермальных месторождений руд Mo, W, Sn, Au, Cu, Pb, Zn и др.

Мобилизация металлов при метаморфизме — способность выщелачивать металлы, находящиеся в горных породах в рассеянном состоянии в кларковых количествах, минерализованными горячими водами, возникающими при метаморфизации пород.

Орогенный структурный ярус — комплекс умеренно деформированных слабометаморфизованных обломочных и существенно песчаных пород, иногда эффузивов поверхностного (континентального) или континентально-морского происхождения, прорванный преимущественно телами малых интрузий. Складчатые сооружения орогенного яруса формируются на породах геосинклинального яруса.

Первичные ореолы рассеяния развиты над и в меньшей мере под скрытыми рудными телами; они распространяются в породах выше рудных тел на расстояние до 100—150 м, а иногда и 200 м. П. о. р. выявляются по повышенным содержаниям металлов, входящих в состав рудных тел, превышающим кларковое их содержание в 5 раз и более, а также по повышенному содержанию некоторых наиболее подвижных элементов-спутников (Ba, As, Hg), которые накапливались к концу процесса рудообразования.

Платформа — крупнейшие участки земной коры, характеризующиеся геологической стабильностью и двухярусным строением: нижний ярус представляет собой фундамент, сложенный наподуже щитов древними докембрийскими интенсивно метаморфизованными и смятыми в складки породами, а верхний — платформенный чехол — сложен почти горизонтально залегающими осадочными породами палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста.

Региональный метаморфизм — процесс, захватывающий значительные толщи и протекающий в обширных складчатых областях на больших глубинах в результате совместного воздействия на горные породы высокого давления, температуры и горячих водных растворов. В результате этих изменений осадочные и другие породы преобразуются в кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, гранулиты и другие породы.

Рифтовые зоны — протяженные, вытягивающиеся на тысячи километров опущенные по глубинным разломам узкие блоки земной коры (грабены); разломы проникают до мантии, а возможно, и до астеносферы. В районах р. з. в настоящее время происходит основная часть землетрясений и извержений. Р. з. проявлены в океанах и на платформах — в частности, на последних они фиксируются ущельями, озерами, долинами.

Структурный ярус — комплекс различных по составу, происхождению и возрасту пород, характеризующихся определенной степенью деформированности — смятостью пород в складки, нарушением их разломами, магматическими телами и т. д. С. я. отделен от ниже- и вышерасположенных других комплексов длительным временным перерывом. Породы комплекса (структурного яруса) объединены тем, что возникают в течение одного, непрерывно (или почти непрерывно) протекающего продолжительного периода развития главных структур земной коры — платформ и складчатых геосинклинальных систем.

Тектоно-магматический цикл, проявляющийся одновременно или почти одновременно по всей Земле, — период складко- и (или) трещинообразования и магматической деятельности, сопровождающийся и завершающийся рудообразованием. Т. м. ц. отмечается в пределах большей части складчатых систем (геосинклинальных зон) и платформ.

Термодинамические свойства растворов — физические свойства растворов, находящихся в равновесии с омываемой ими породой (температура, внутреннее давление, концентрация растворенных в них веществ, рН растворов, т. е. их кислотность или щелочность, количество электрически заряженных частиц в растворе и т. д.).

Эвтектика — расплав, представляющий собой смесь двух или нескольких компонентов и кристаллизующийся при самой низкой температуре из всех возможных для смесей этих веществ путем одновременного выделения компонентов. Эвтектика наиболее характерна для пегматитовых расплавов.

Экзогенные месторождения — минеральные месторождения, сформировавшиеся в связи с процессами, протекающими на поверхности земли или вблизи нее.

Эндогенные месторождения — минеральные месторождения, возникшие в связи с внутренними процессами, протекающими в земной коре и более глубоких оболочках Земли.

Минералы

Адуляр — прозрачная разновидность ортоклаза — см. ортоклаз.

Актинолит — породообразующий минерал группы амфиболов бугылочно-зеленого цвета, состав $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH}, \text{F})_2$, черта белая с зеленым оттенком, плотность¹ 3,2 тв.² 5,5—6. Образует волосовидные агрегаты и игольчатые кристаллы. Вязкие, эластичные войлокоподобные массы являются асбестом.

Альбит — породообразующий минерал группы плагиоклаза, см. плагиоклаз.

Альмандин — породообразующий минерал из группы гранатов, состав $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$, цвет от красного до красновато-черного, плотность 4,25. См. гранаты.

Амфиболы — группа важных породообразующих минералов преимущественно магматических и метаморфических пород, чаще с призматическими и столбчатыми кристаллами от темно-зеленого до черного цвета. Наиболее распространены роговая обманка, актинолит, тремолит.

Англезит — рудный минерал состава PbSO_4 (Pb=68%), бесцветен или окрашен в желтоватый и бурый цвета, черта бесцветная, плотность 6,2, тв. 2,5—3. Характерны кристаллические корочки, зернистые массы, пластинчатые кристаллы с алмазным блеском.

Андалузит — породообразующий минерал метаморфических пород, состав Al_2SiO_5 , цвет — белый, серый и розовый, плотность 3,20, тв. 7,5. Обычны столбчатые и призматические кристаллы с почти квадратным сечением.

Андрадит — минерал группы гранатов, состав $\text{Ca}_3\text{Fe}_2^+(\text{SiO}_4)_3$, цвет — желтый, зеленоватый, буро-красный, плотность 3,75.

Анкерит — главным образом жильный минерал белого и серого цвета, состав $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{CO}_3)_2$, черта — белая, плотность 3,0, тв. 3,5. Встречается в виде сплошных зернистых масс, нередко в виде чечевицеобразных кристаллов.

Андезин — минерал группы плагиоклазов. См. плагиоклазы.

Анортит » » » » » »

Антимонит (сурьмяный блеск) — рудный минерал свинцово-серого цвета, состав Sb_2S_3 (Sb=71%), плотность 4,5, тв. 2—2,5, черта свинцово-серая. Характерны шестоватые, игольчатые, радиально-лучистые агрегаты.

Апатит — породообразующий и рудный минерал белого, голубого, зеленого, желтого, бурого цвета, состав $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ или $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$, черта белая, плотность 3,2, тв. 5. Образует зернистые агрегаты, шестигранные призматические и игольчатые кристаллы, а также плотные скрытокристаллические землистые массы (в фосфоритах).

Аргентит — рудный минерал состава Ag_2S (Ag=87%), цвет свинцово-серый, черта серая, плотность 7,3, тв. 2—2,5.

Арсенопирит — рудный минерал состава FeAsS , цвет светлый, стально-серый, черта серовато-черная, плотность 6,0, тв. 5,5—6. Характерен чесночный запах, возникающий при ударе молотка.

Барит — главным образом жильный минерал состава BaSO_4 , цвет от белого до серого и бурого, плотность 4,5, тв. 3—3,5. Минерал тяжелый, характерны зернистые агрегаты; в пустотах — мелкие призматические и пластинчатые кристаллы.

Берилл — рудный минерал состава $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$ (BeO=14%), цвет зеленый, зеленовато-желтый, голубой, плотность 2,6—2,9, тв. 7,5—8. Характерны одиночные кристаллы и сростки кристаллов столбчатого облика, изредка шестоватые агрегаты.

¹ Плотность везде дана в г/см³.

² Тв. — плотность дана по шкале Мооса.

Биотит — породообразующий минерал темно-бурого и черного цвета, состав $K(Mg, Fe)_3Si_3AlO_{10}$, плотность 3,1, тв. 2—3. Представитель темных слюд, развит в виде листочков, чешуек, листоватых агрегатов с весьма совершенной спайностью.

Битовнит — минерал группы плагиоклазов. См. плагиоклазы.

Блеклая руда — рудный минерал, состав $Cu_{12}(As, Sb)_4S_{13}$ ($Cu=22-40\%$), цвет стально-серый с голубоватым оттенком, черта стально-серая с бурым оттенком, плотность 4,4—5,4, тв. 3—4. Хрупок, при царапании ножом черта рассыпается — «пылится».

Браунит — черный рудный минерал, состав $MnO \cdot MnO_2$ ($Mn=69\%$), черта буровато-черная, плотность 4,7—5,0, тв. 6. Образует зернистые агрегаты.

Везувиан — желтый, серый, зеленый, бурый породообразующий минерал состава $Ca_3Al_2(SiO_4)_2(OH)_4$, плотность 3,4, тв. 6,5, черта бесцветная. Обычно развит в виде полупрозрачных кристаллов, чаще призматического облика в пустотах.

Воластонит — минерал метаморфических пород и скарнов, состав $Ca_3Si_3O_9$, цвет от белого с серым оттенком до мясо-красного, черта белая, плотность 2,85, тв. 4,5—5,5. Нередко развит в виде шестоватых, листоватых, радиально-лучистых и волокнистых агрегатов. Кристаллы пластинчатой формы.

Вольфрамит — рудный минерал буровато-черного и черного цвета, состав $(Mn, Fe)WO_4$ ($W=75\%$), черта густая бурая, плотность 6,7—7,5, тв. 4,5—5,5. Образует зернистые вкрапления и кристаллы толсто-таблитчатой формы с зеркальным блеском и спайностью.

Галенит — рудный минерал свинцово-серного цвета, состав PbS ($Pb=86\%$), черта серовато-черная, плотность 7,6, тв. 2—3. Для минерала характерна спайность и рассыпание на кубики при постукивании молотком.

Гарниерит — яркий голубовато-зеленый, травяно-зеленый рудный минерал коры выветривания, состав $Ni_4Si_4O_{10}(OH)_4 \cdot 4H_2O$, плотность 2,3—2,8, тв. 2—2,5. Слагает землистые и натечные массы, иногда с радиально-лучистым строением, характерен матовый, жирный блеск.

Гаусманит — черный рудный минерал, состав $MnO \cdot Mn_2O_3$ ($Mn=72\%$), плотность 4,8, тв. 5. Образует зернистые агрегаты.

Геденбергит — породообразующий минерал группы пироксенов, состав $CaFeSi_2O_6$, цвет от зеленовато-черного до темно-зеленого, черта светло-серая с зеленым оттенком. Плотность 3,5. Встречается преимущественно в виде радиально-лучистых и шестоватых агрегатов.

Гематит — рудный минерал стально-серного цвета, состав Fe_2O_3 ($Fe=70\%$), черта вишнево-красная, плотность 5,1, тв. 5,5—6. Часто образует пластинчатые кристаллы и чешуйчатые агрегаты.

Гидраргиллит — главный рудный минерал бокситов, состав $Al(OH)_3$ ($Al=35\%$), цвет белый, плотность 2,3, тв. 2,5—3,5. Чаще встречается в лучисто-листоватых агрегатах, в натечных формах, в форме шаровых и бобовидных выделений.

Гиперстен — породообразующий минерал группы пироксенов, состав $(Mg, Fe) Si_2O_6$, цвет от зеленого до буровато-черного, плотность 3,4. Образует зернистые агрегаты.

Гипс — породообразующий и жильный минерал, состав $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, цвет белый, кристаллы водянопрозрачны, плотность 2,3, тв. 1,5. Обычно слагает плотные тонкокристаллические агрегаты, в пустотах — столбчатые и пластинчатые кристаллы с шелковистым блеском; чертится ногтем.

Гранаты — группа яркоокрашенных минералов скарнов и метаморфических пород. Встречаются преимущественно в виде зернистых масс, а также хорошо ограненных кристаллов изометричной формы и их сростков. Характеризуются стекляннным и жирным блеском, тв. 6,5—7,5, черта белая или слабо окрашенная. Наиболее часто встречаются: альмандин,grossуляр, андрадит, спессартит.

Гроссуляр — минерал группы гранатов, состав $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$, цвет бледно-зеленый, изредка желтый, бурый, плотность 3,5.

Джемсонит — рудный минерал, состав $Pb_4FeSb_6S_{14}$ ($Pb=40\%$), цвет свинцово-серый, черта темно-серая, плотность 5,6, тв. 2—3. Нередко проявлен в виде игольчатых кристаллов.

Диопсид — породообразующий минерал группы пироксенов грязно-зеленого и серого цвета, состав $CaMgSi_2O_6$, черта белая, плотность 3,3. Образует зернистые агрегаты.

Доломит — породообразующий, реже жильный минерал серовато-белого цвета, состав $CaMg(CO_3)_2$, черта белая, плотность 1,8—2,9, тв. 3,5—4,0. Соляная кислота разлагает минерал слабо, без «шипения».

Золото самородное — рудный минерал ($Au=50-98\%$), цвет золотисто-желтый, черта металлическая, желтая, плотность 16—18, тв. 2,5—3,0. Характерен очень сильный блеск.

Ильменит — черный рудный минерал, состав $FeO \cdot TiO_2$ или $FeTiO_3$ ($Fe=37\%$, $Ti=32\%$), черта черная, плотность 4,7, тв. 5—6. Слабо магнитен.

Кальцит — породообразующий и жильный минерал, состав $CaCO_3$, цвет молочного-белый, бесцветный. Розовые (марганецсодержащие) разновидности называют манганкальцитом. Черта белая, плотность 2,7, тв. 3. Представлен зернистыми агрегатами,

в пустотах — скоплениями и одиночными кристаллами таблитчатой и пластинчатой формы; «кипит» в капле HCl.

Каолинит — минерал состава $Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$, цвет белый, нередко с оттенками желтого, зеленого, бурого цвета. Отдельные чешуйки — бесцветные, плотность 2,6, тв. около 1. Образует рыхлые и плотные землястые агрегаты, иногда чешуйчатые. В сухом виде жадно поглощает воду, во влажном — образует пластичное тесто.

Касситерит — рудный минерал, состав SnO_2 (Sn=78%), цвет от темно-бурого до смоляно-черного, черта черная, с буроватым оттенком, плотность 7,0, тв. 6—7. Обычны зерна и вкрапления кристалликов дигипирамидальной формы.

Кварц — породообразующий и жильный минерал, состав SiO_2 , цвет молочно-белый, серый, бесцветный. Водянопрозрачные кристаллы — горный хрусталь, фиолетовые кристаллы — аметисты. Плотность 2,5—2,8, тв. 7. Характерна форма призматических кристаллов; увенчанных пирамидой, а также раковистый излом.

Киноварь — ярко-красный рудный минерал, состав HgS (Hg=86%), черта красная, плотность 8,1, тв. 2—2,5. Характерен алмазный блеск, минерал полупрозрачен.

Ковеллин — рудный минерал индигово-синего цвета, состав CuS (Cu=66%), черта серая, плотность 4,6, тв. 1,5—2. Образует примазки, порошокватые и сажистые массы синего и синевато-черного цвета.

Колумбит-танталит — рудные минералы переменного состава — $(Fe, Mn) \cdot Nb_2O_6$ — $(Fe, Mn)Ta_2O_6$ (Nb и Ta=55—70%), цвет черный и буровато-черный, черта красновато-бурая, плотность 5,1—8,2, тв. 6. Обычно наблюдаются в виде таблитчатых кристаллов, излом кристаллов — шероховатый.

Кордиерит — породообразующий минерал метаморфических пород, состав $Al_3(Mg, Fe)_2Si_5AlO_{18}$, бесцветен или с синим и фиолетовым оттенком, плотность 2,63, тв. 7—7,5. Встречается в сплошных массах или отдельными зернами, для которых характерен раковистый излом.

Лабрадор — минерал группы плагиоклазов, см. плагиоклазы.

Лимонит — рудный минерал, состав $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ (Fe=60%), цвет от бурого до почти черного, черта от бурой до желтой, плотность 3,5—4,4, тв. 4—4,5. Часто проявляется в виде натечных, почковидных, порошокватых пористых масс.

Магнетит — рудный минерал, состав Fe_3O_4 (Fe=72%), цвет железно-черный, черта черная, плотность 5,0, тв. 5,5—6. Сильно магнитен. Обычно встречается в виде сплошных зернистых масс.

Малахит — ярко-зеленый рудный минерал, состав $Cu_2(CO_3)(OH)_2$ (Cu=57%), черта светло-зеленая, плотность 4,0, тв. 3,5—4. Характерны натечные и почковидные массы с концентрическим строением. Растворяется в HCl.

Манганит — черный рудный минерал, состав $MnO_2 \cdot Mn(OH)_2$ (Mn=62%), черта бурая, плотность 4,3, тв. 3—4. Обычны тонкозернистые массы. Иногда устанавливаются столбчатые кристаллы с вертикальной штриховкой.

Микроклин — породообразующий минерал группы калиевых полевых шпатов, состав $KAlSi_3O_8$, цвет от желтого и светло-розового до мясо-красного, черта бесцветная, плотность 2,5, тв. 6—6,5. Обычно встречается в виде единичных зерен и их сростков; кристаллы короткопризматические, блеск стеклянный.

Молибденит — рудный минерал состава MoS_2 (Mo=60%), цвет свинцово-серый, черта серая, плотность 4,7, тв. 1. Жилен на ошупь, на бумаге оставляет черту, как графит.

Монацит — рудный минерал бурого и красного цвета, состав $(Ce, La)PO_4$ (Ce+La=50—68%), плотность 4,9—5,5, тв. 5—5,5. Обычно радиоактивен, характерны короткие таблитчатые кристаллы.

Монтмориллонит — глинистый породообразующий минерал состава $nMg_3Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot m(Al, Fe^{3+})_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot pH_2O$. Цвет белый с серым, синеватым, розовым или зеленым оттенком, очень мягок, жилен на ошупь. Сильно набухает в воде, превращаясь в массу, похожую на студень.

Мусковит (очень мелкие чешуйчатые массы — серицит) — породообразующий и жильный минерал, состав $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$, бесцветен, часто с желтым и зеленоватым оттенком, плотность 2,8—3,1, тв. 2—3. Представитель бесцветных слюд, образует листоватые и чешуйчатые массы с весьма совершенной спайностью.

Нефелин — породообразующий и рудный минерал, состав $NaAlSi_3O_8$ (Al=около 20%), цвет серый с белым или желтоватым оттенком, плотность 2,6, тв. 5—6. Обычно развит в виде отдельных зерен или зернистых агрегатов. Типичен жирный блеск. На выветрелой поверхности — матовые пленки и корочки в углублениях.

Оливин — породообразующий минерал, состав $(Mg, Fe)_2SiO_4$, 3,0—3,5, тв. 6,5—7, цвет желтый с зеленым оттенком. Характерен стеклянный жирный блеск, часто раковистый излом.

Олигоклаз — минерал группы плагиоклазов. См. плагиоклазы.

Опал — породообразующий минерал, состав $SiO_2 \cdot nH_2O$, бесцветен, обычно примесями окрашен в бурые и красные тона, плотность 1,9—2,5, тв. 5—5,5. Образует аморфные плотные натечные стеклоподобные массы.

Ортоклаз — см. микроклин.

Пентландит — рудный бронзово-желтый минерал, состав Fe, NiS ($\text{Ni}=22\%$), черта зеленовато-черная, плотность 4,7, тв. 3—4. Образует зерна и скопления в рудных медно-никелевых и других месторождениях.

Пирит — рудный минерал состава FeS_2 , латуно-желтого, золотистого цвета, черта черная, плотность 5,0, тв. 6—6,5. Часто обнаруживается в виде хорошо образованных кристаллов кубической формы со штриховкой на гранях.

Пираргирит — рудный минерал состава Ag_3SbS_3 , от темно-красного до железно-черного цвета, на углах кристаллов и в обломках просвечивает, черта темная вишнево-красная, плотность 5,8. Встречается в рудах вместе с другими сурьмяными минералами.

Пироксены — группа темноокрашенных породообразующих минералов, главным образом магматических и метаморфических пород, тв. 5,5—6. Наиболее часто встречаются: диопсид, геденбергит, авгит, гиперстен.

Пиросозит — черный рудный минерал состава MnO_2 ($\text{Mn}=63\%$), черта черная, плотность 4,7—5,0, тв. 2—6. Преобладают порошковатые и сажистые массы.

Пирротин — рудный минерал состава Fe_7S_8 , цвет коричнево-бронзовый, черта серовато-черная, плотность 4,6, тв. 4. Слабо магнитен. Чаше проявлен в виде зернистых агрегатов.

Плагиоклазы — натрово-кальциевые полевые шпаты, главные породообразующие минералы, состоят из молекул $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, находящихся в разных плагиоклазах в различных соотношениях: в кислом плагиоклазе — альбите — содержится 90—100% $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, в других плагиоклазах: олигоклазе — 70—90%, андезине — 50—70%, в основных плагиоклазах — лабрадоре — 30—50%, битовните — 10—30% и анортите — 0—10% $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, анортит несколько условно может быть представлен формулой $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Плагиоклазы белого и серовато-белого цвета, имеют бесцветную черту, плотность увеличивается с 2,61 у альбита до 2,76 у анортита, тв. 6—6,5. Встречаются в виде зерен таблитчатой формы и сростков таких зерен, кристаллы — таблитчатые и таблитчато-призматические, обладают несовершенной спайностью.

Платина самородная — рудный минерал ($\text{Pt}=90$ —98%), цвет от серебриано-белого до серого, черта стально-серая, плотность 15—19, тв. 4—4,5.

Полевые шпаты — наиболее часто распространенные в природе светлые алюмосиликаты таблитчатой формы, объединяющие группу плагиоклазов Na — Ca минералов, группу K -полевых шпатов — микроклин и ортоклаз — и более редких K — Na (санидин и анортотоклаз) и K — Ba алюмосиликатов, см. плагиоклазы, микроклин-ортоклаз.

Прустит — рудный минерал ярко-красного цвета, состав Ag_3AsS_3 , черта ярко-красная, плотность 5,6, тв. 2—2,5. Характерен сильный алмазный блеск. Нередки кристаллы рисовидного облика, представляющие собой короткую призму, увенчанную с обеих сторон пирамидами.

Псиломелан — рудный минерал состава $m\text{MnO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ($\text{Mn}=45\%$), цвет от черного до буровато-черного, черта черная, плотность 4,4—4,7, тв. 4—6. Часты натечные формы с концентрически-зональным строением.

Реальгар — рудный оранжево-красный минерал состава AsS , черта светло-оранжевая, плотность 3,5, тв. 1,5—2. Обычно встречается в виде сплошных зернистых масс и коротких призматических кристаллов. Характерна штриховка вдоль длинной стороны граней кристаллов.

Родонит — рудный минерал розового цвета, состав $(\text{Mn, Ca})\text{SiO}_3$ ($\text{Mn}=35$ —23%), плотность 3,4—3,75, тв. 5—5,5. Образует плотные сплошные и зернистые массы; в образцах, взятых с поверхности и вблизи нее, характерны тонкие черные прожилки гидроксидов марганца.

Родохрозит — рудный минерал состава MnCO_3 ($\text{Mn}=48\%$), цвет розовый и мадиновый, черта белая, плотность 3,6, тв. 3,5—4,5. Развита в виде кристаллически-зернистых агрегатов, почковидных и шарообразных скопленных с радиально-лучистым строением.

Роговая обманка — важнейший породообразующий минерал, состав $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg, Fe}^{2+})_4(\text{Al, Fe}^{3+})[\text{Si, Al}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$, цвет зеленый и бурый, черта белая с зеленым оттенком, плотность 3,2, тв. 5,5—6. Образует веретеновидные зерна и кристаллы призматической и столбчатой формы.

Рутил — рудный минерал бурого и черного цвета, состав TiO_2 ($\text{Ti}=60\%$), черта светло-бурая, плотность 4,25, тв. 6. Встречается преимущественно в виде отдельных столбчатых призматических кристаллов.

Серебро самородное — рудный минерал ($\text{Ag}=100\%$), серебриано-белый, черта металлически-блестящая, плотность 10—11, тв. 2,5—3. Весьма ковкое, с характерным крючковатым изломом.

Серицит — тонкочешуйчатые, с шелковистым блеском массы минерала мусковита. См. мусковит.

Сидерит — рудный и жильный минерал состава FeCO_3 ($\text{Fe}=49\%$), цвет бурый и

серый, плотность 3,9, тв. 3,5—4,5. Обычно встречается в виде кристаллически-зернистых агрегатов.

Силлиманит — породообразующий минерал метаморфических пород, состав Al_2SiO_5 , цвет серый, светло-бурый, бледно-зеленый, плотность 3,25, тв. 7. Характерны игольчатые кристаллы без концевых граней, боковые грани с частой штриховкой. Нередко в виде лучистых и волокнистых масс.

Скородит — минерал зоны окисления и кор выветривания, состав $\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, цвет зеленый, голубовато- и буро-зеленый, черта белая, плотность 3,3, тв. 3,5. Образует плотные землистые массы.

Смитсонит — рудный минерал состава ZnCO_3 ($\text{Zn}=52\%$), цвет белый с серыми, бурыми, зеленоватыми оттенками, плотность 4,1—4,5, тв. 5. Образует землистые, натечные, пористые массы; сравнительно легко растворяется в соляной кислоте.

Спессартин — минерал группы граната, развит главным образом в метаморфических породах, состав $\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$, цвет от бурого до темно-красного, плотность 4,2. См. гранаты.

Сподумен — рудный минерал группы пироксенов, состав $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$ ($\text{Li}=4\text{—}10\%$), цвет серовато-белый с зеленым или желтым оттенком, плотность 3,2, тв. 6,5—7. Образует пластинчато-шестоватые агрегаты и призматические кристаллы (в пегматитах иногда в длину до метра и более).

Ставролит — минерал метаморфических пород, состав $\text{Fe}^{2+}\text{Al}_4(\text{SiO}_4)_2\text{O}_2(\text{OH})_2$, цвет темно-бурый, с красноватым или черным оттенком, черта белая, плотность 3,7, тв. 7—7,5. Развит в виде коротких призматических кристаллов и сростков их (нередко крестообразных).

Сфалерит — рудный минерал, состав ZnS ($\text{Zn}=67\%$), цвет от бурого до черного, черта белая и беловато-желтая, плотность 4,0, тв. 3—4. Типичны зерна изометричной формы; хрупок.

Тальк — породообразующий минерал состава $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, цвет белый и бледно-зеленый, черта белая, плотность 2,7—2,8, тв. 1. Обычно встречается в виде листоватых чешуйчатых масс, жирных на ощупь, с весьма совершенной спайностью.

Титаномагнетит — магнетит, содержащий TiO_2 до нескольких процентов. См. магнетит.

Уранинит (настуран или урановая смолка) — рудный минерал состава UO_2 (содержит также примесь UO_3), цвет бархатно-черный, черта блестящая, буровато-черная, плотность 10,3—10,6, тв. 5—6. Минерал сильно радиоактивен. Обычно встречается в виде коллоидных почковидных и натечных форм.

Урановая чернь — аморфный продукт изменения уранинита, состав $\text{UO}_2 \cdot \text{UO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, цвет серо-черный до зеленовато-серого, тв. 1—4. Образует сажистые налеты, порошокватые и сферические аморфные массы.

Флюорит — жильный минерал яркого цвета — фиолетового, фиолетово-синего, голубого, зеленого, желтого, состав CaF_2 , плотность 3,18, тв. 4. Характерны кристаллы кубической формы. Чаще наблюдается в виде вкраплений и сплошных зернистых (иногда — землистых) масс.

Халцедон — скрытокристаллическая разновидность кварца, состав SiO_2 , цвет молочно-белый, восковой, плотность 2,5—2,8, тв. 7. Образует скрытокристаллические сплошные массы и желваки в корах выветривания, кремни — в известняках, реже скопления в жилах.

Халькозин — рудный минерал состава Cu_2S ($\text{Cu}=80\%$), цвет свинцово-серый, черта темно-серая, плотность 5,7, тв. 2—3. Обычно в виде тонкозернистых масс или псевдоморфоз по борниту (халькопириту, ковеллину, пириту). Оставляет блестящий след от острия ножа.

Халькопирит — рудный минерал состава CuFeS_2 ($\text{Cu}=34\%$), цвет латунно-желтый с зеленоватым оттенком, черта черная, с зеленоватым оттенком, плотность 4,3, тв. 3—4. Характерен сильный металлический блеск. Обычны зернистые агрегаты и отдельные вкрапления.

Хлорит — важный породообразующий и жильный минерал состава $(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_8$, цвет бутылочно-зеленый различных оттенков, изредка зеленовато-черный, плотность 2,6—2,8, тв. 2—2,5. Образует чешуйчатые, пластинчатые агрегаты с гибкими, но не упругими листочками с весьма совершенной спайностью.

Хромшпинель — рудный минерал состава $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot (\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3$, цвет черный, черта бурая, плотность 4,0—4,8, тв. 5,5—7,5. Образует зерна изометричной формы и зернистые агрегаты.

Целестин — рудный и породообразующий минерал состава SrSO_4 ($\text{Sr}=48\%$), цвет голубоватый с серым и белым оттенками, плотность 4,0, тв. 3—3,5. Блеск стеклянный с перламутровым отливом. Образует чаще желваки и скорлуповатые натечные образования, проявлен также в виде призматических кристаллов.

Церуссит — рудный минерал зоны окисления, состав PbCO_3 ($\text{Pb}=77,5\%$), цвет белый с серыми и бурыми оттенками, плотность 6,5, тв. 3—3,5. Обычно слагает сплошные зернистые, реже натечные массы.

Шамозит — рудный и породообразующий минерал состава $\text{Fe}_2^+\text{Al}(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})(\text{OH})_6$.

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Акчатауское (Казахстан; W) 142
 Араша (Бразилия; Nb, Ta) 108
 Аятское (СССР; Fe) 190
- Банкер-Хилл (США; Pb, Zn, Cu) 135
 Бая-Сприе (Румыния; Au, Ag) 150
 Бендиго (Австралия; Au) 64, 65
 Берник-Лейк (Канада; Ta) 102
 Блявинское (Урал; Cu) 146
 Брокен-Хилл (Австралия; Pb, Zn, Cu) 64
 Бэнца (Румыния; Au, Ag) 44
 Бушвельдский массив (ЮАР; Cr) 86, 91, 95
- Витватерсранд (ЮАР; Au, U) 63, 159
 Волковское (Урал; Cu, Fe, Ti) 86
 Вольфрамовые сопки (Казахстан; Mo, W) 140
 Восточно-Коунрадское (Казахстан; Mo, W) 140
- Гас-Хиллс (США; U) 183
 Гекла (США; Pb, Zn, Cu) 135
 Гранс-Лагуна (США; U) 183
 Грос-Велью (США; Au) 72
- Даг-Арди (Турция; Cr) 92
 Далькоаф — жила (Корнуэльский п-ов, Англия; Sn) 143
 Дальнегорское (Верхнее, СССР; Pb, Zn, Cu) 117, 118
 Деалул Круче (Румыния; Au, Ag) 44
- Жайрем (Казахстан; Pb, Zn, Ba) 204
- Итабара (Бразилия; Fe) 158
 Ингички (СССР; W) 71
- Каджаранское (Армения; Cu, Mo) 146
 Касапалка (Перу; Pb, Zn, Cu) 136
 Кайстон (США; Li) 100
 Кежемское (СССР; Fe) 11
 Кер Д'Ален (США; Pb, Zn, Cu) 135
 Керченское (СССР; Fe) 190
 Кемпирсайское (СССР, Cr) 88, 91
 Кируна (Швеция; Fe, Ti, P) 88
 Колар (Индия, Au) 67, 135, 201
 Криворожский железорудный бассейн, месторождение (СССР) 158, 159
 Кусинское (Урал; Fe, Ti) 88, 92, 93
 Курская магнитная аномалия (СССР; Fe) 158
- Лаки Фрейди (США; Pb, Zn, Cu) 135
 Лонели (Родезия; Cu) 177
- Мак-Артур (Австралия; Cu, Pb, Zn) 202
 Мак-Интайр (Канада; Au) 132
 Малин (Франция; Pb, Zn) 63
 Материнская жила (США; Au) 72
 Маунт-Айза (Австралия, Cu, Pb, Zn) 202
 Мерисвейл (Юта, США; U) 153
 Месторождения железорудные оз. Верхнего (США) 158
 Месторождение золоторудное СССР 149
 Месторождения медно-никелевые р-на Печенги (Кольский п-ов) 91
 Месторождения медно-никелевые р-на Садбери (Канада) 90, 95
 Месторождения оловорудные Корнуэльского п-ова (Англия) 142, 143
 Месторождения пластовые Алжира (Pb, Zn) 152
 Месторождения пластовые бассейна Миссисипи — Миссури (США; Pb, Zn) 152, 205
 Месторождения хромитовые Македонии 88
 Месторождения урановые плато Колорадо (США) 63
 Минерализованные воды (рассолы) из скважины в бассейне р. Миссисипи 123
 Минерализованные растворы впадины Атлантис—II (Красное море; Fe, Pb, Zn, Cu) 124, 132
 Минерализованные растворы из скважины района Солтон-Си (Южная Калифорния; Cu, Ag, Sb) 122
 Минерализованные растворы о. Челекен (СССР; Pb, As, Sb, Br, I) 123, 132
 Миргалимсай (СССР; Pb, Zn) 63
 Мончегорское (Кольский п-ов; Cu, Ni) 90
 Морнинг-Стар (Австралия; Au) 68
- Никопольское (Украина; Mn)
 Ниттис-Кумужья-Травяная (Мончегорский район, Кольский п-ов; Ni, Cu) 91
 Норильское — I (СССР; Cu, Ni) 90, 93, 95
- Озерное (СССР; Pb, Zn) 202
 Октябрьское (СССР; Cu, Ni) 93
- Палабора (ЮАР; Cu) 107
 Пегматиты района Намакваленде (Южная Африка) 100
 Пришбрам (Чехословакия; Pb, Zn, Cu) 136
- Рассолы Мертвого озера (Израиль, Иордания; B, Li, Rb, K) 194
 Рассолы оз. Серлс (США; W) 194
 — оз. Сильвер-Пик (США; Li) 194
 Репаблик (США; Au, Ag) 151

Рио-Тинто (Испания; Pb, Zn, Cu) 71	Уральские медно-колчеданные месторождения 64, 71
Россыпь делювиального типа, золотоносная (СССР) 166	
Россыпи прибрежно-морские, магнетит-ильменитовые (Индия, Шри Ланка) 171	Хараэлахское (СССР; Cu, Ni) 93
Россыпи руслового типа, золотоносные, на Клондайке (Аляска, США) 168	Хайдаркан (Средняя Азия, СССР; Hg) 151, 152
	Холодненское (СССР; Cu, Pb, Zn) 202
	Цумеб (Намибия, Африка; Cu, Pb, Zn) 72
Садонское (Кавказ; Pb, Zn) 136	
Северный Коунрад (Казахстан; Mo, W) 140	Чиагурское (Кавказ; Mn) 192
Северная площадь (Казахстан; Mo, W) 140	Чокусинское (СССР; Fe) 190
Северо-Уральский бокситовый рудник (СУБР; Al) 188, 189	Чорух-Дайрон (Таджикистан; W) 114, 115
Садбери (Канада; Ni, Cu) 90, 95	Чукикамата (Чили; Cu) 69
Сильвер-Пик (США; Li) 194	Чэмбиши (Замбия; Cu) 63, 153
Синарское (Урал; Ni) 174	
Сокольное (Алтай; Cu, Pb, Zn) 145	Шайнарам (США; U) 183
Сульфур-Бенк (США; Hg) 132	Шеелитовые жилы (Казахстан; Mo, W) 140
	Шелеинское (Средний Урал; Ni) 175, 176
Талнахское (СССР; Cu, Ni) 93—95	Южный Коунрад (Казахстан; Mo, W) 140
Тапира (Бразилия) 108	
Турынское (Урал; Cu) 113, 114	
Тырнаузское (Кавказ; Mo, W) 110, 116	

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Некоторые общие вопросы геологии	5
Кристаллы	5
Минералы	8
Горные породы	14
Магматические породы	15
Осадочные породы	18
Метаморфические породы	20
Строение Земли	24
Строение земной коры	25
Строение континентов	28
Строение океанического дна	30
Существующие представления о развитии континентов и океанов	35
Форма и строение тектонических нарушений	36
Формы магматических тел	42
Геологическое время и история Земли	46
Глава II. Некоторые общие вопросы рудообразования	48
Мантйные и магматические источники металлов	49
Источники металлов метаморфогенных месторождений	56
Источники металлов экзогенных месторождений	57
Возможные условия отложения руд, образующихся из глубинных источников	59
Формы рудных тел. Понятие о рудных столбах	61
Зональность оруденения	75
Классификация месторождений руд различных металлов	79
Глава III. Магматические месторождения	83
Раннемагматические месторождения	85
Позднемагматические месторождения	86
Ликвационные месторождения	89
Примеры собственно магматических месторождений	91
Глава IV. Пегматитовые месторождения	96
Образование нерудных пегматитов простого состава (первичной кристаллизации)	97
Образование рудных пегматитов с зональным строением	99
Глава V. Карбонатитовые месторождения	103
Глава VI. Контактво-метасоматические месторождения	109
Магнезиальные скарны	110
Известковые скарны	111
Глава VII. Гидротермальные месторождения	119
Современные представления об источниках металлоносных газов и гидротермальных растворов	119
Условия отделения горячих водных растворов от остаточных алюмосиликатных расплавов	120
Источник воды, входящей в состав гидротермальных растворов	121
Возможный состав и состояние гидротермальных растворов	123
Возможный способ переноса металлов рудоносными растворами	125
Продолжительность поступления растворов и самого процесса рудообразования	131
Причины, вызывающие отложение руд	133
Глубина отложения руд различных металлов и вертикальный размах оруденения	135
Классификация гидротермальных месторождений	136
Высокотемпературные гидротермальные месторождения	139
Среднетемпературные гидротермальные месторождения	143
Низкотемпературные гидротермальные месторождения	149

Глава VIII. Метаморфогенные и метаморфические месторождения	154
Метаморфогенные месторождения	156
Метаморфические месторождения	157
Глава IX. Экзогенные процессы и месторождения	161
Типы экзогенных процессов и способы извлечения металлов	161
Образование россыпей	165
Рудоносные коры выветривания	172
Зоны окисления и вторичного обогащения сульфидных месторождений	176
Инфильтрационные месторождения	182
Образование инфильтрационных месторождений урана	182
Образование осадочных месторождений в водах океанов, морей и озер	186
Глава X. Закономерности размещения месторождений различных металлов эндогенного происхождения	196
Особенности размещения оруденения в фундаменте складчатых геосинклинальных систем и платформ	200
Условия размещения оруденения в геосинклинальном структурном ярусе	202
Условия размещения оруденения в орогенном структурном ярусе	203
Условия размещения оруденения в породах платформенного чехла	205
Глава XI. Геологические условия формирования и размещения экзогенных месторождений	207
Список литературы	210
Рекомендуемая литература	211
Словарь главнейших геологических понятий	212
Указатель месторождений	220

№ 16 1973

Файтель Иосифовна Волынец
Батенев Михайлович Некрасов

ОСНОВЫ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Редактор издательства Т. В. Коваленко
Иллюстрации художника А. Е. Руднев
Художественный редактор В. В. Ефимов
Технический редактор В. В. Соколов, В. М. Прозоровская
Корректор К. С. Тарнопольская

Где-то в номере 221677. Подписано в печать 1973 г. Тираж 1000 экз. Цена 1 руб. 10 коп. Пер. в 1973 г. изд. в 1973 г. Тираж 200 экз. Заказ 2402028-4. Листа 1 р. 20 л.

Издательство «Недра», 1973 г., Москва, К. М. Третьяковский проезд, 119
Московская типография № 11 Союзполиграфпром для Государственного комитета Совета Министров СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли.
Москва, 113102, Пятницкая ул., д. 1.

2628

15.20x

HEIPA