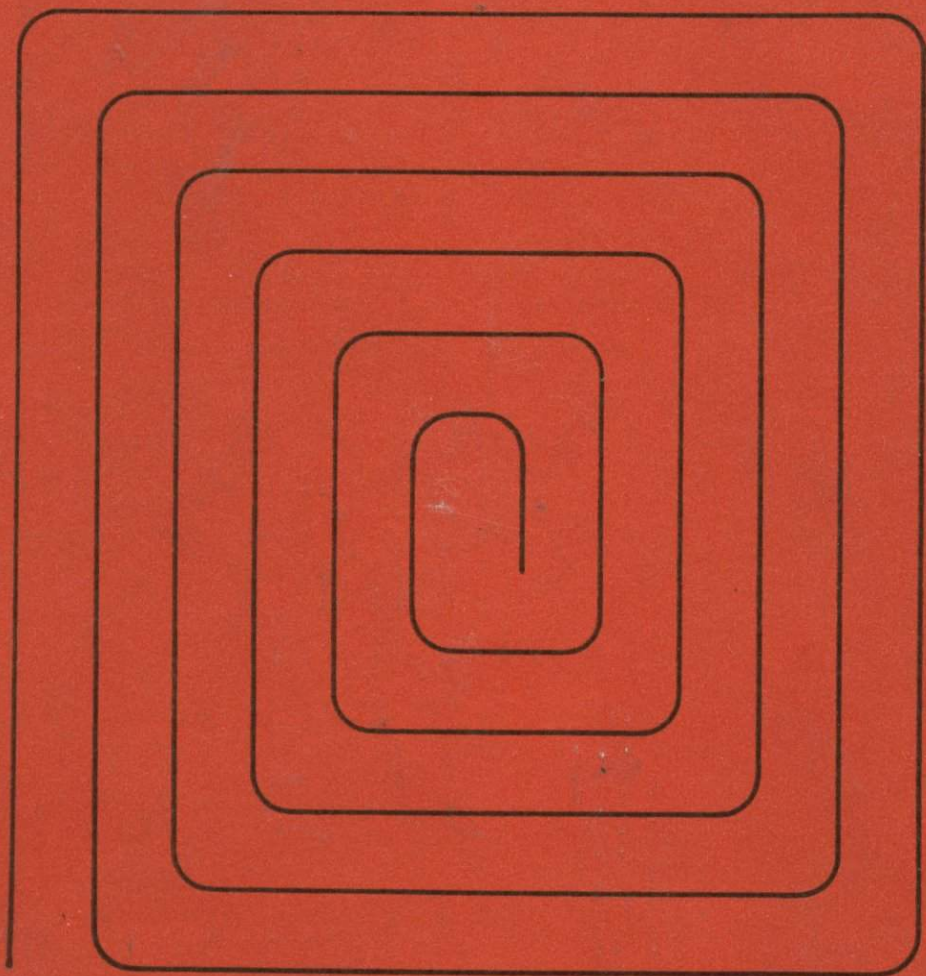


С.А.Вахромеев

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ



С. А. Вахромеев

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Издание второе, переработанное и дополненное

2030



МОСКВА «НЕДРА» 1979



Вахромеев С. А. Месторождения полезных ископаемых, их классификация и условия образования. Изд. 2-е, перераб. и доп. М., «Недра», 1979. 288 с.

В книге охарактеризованы рудные и нерудные месторождения — эндогенные, экзогенные и метаморфогенные — и приведена их генетическая классификация.

При характеристике месторождений особое внимание уделяется их геологическому положению, структурно-морфологическим особенностям, вещественному составу руд, физико-химическим условиям формирования и генезису.

Для научных работников, геологов-производственников и студентов геологических специальностей вузов.

Табл. 26, ил. 87, список лит. — 144 назв.

В 20803-133
043(01)-79 — 65-79. 1904050000

© Издательство «Недра», 1979

ИБ № 1797

СЕРГЕЙ АНДРЕЕВИЧ ВАХРОМЕЕВ

**МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ**

Редактор издательства Т. В. Калошина
Переплет художника Е. Г. Капустянского
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технические редакторы: Б. А. Илясова, Л. Г. Лаврентьева
Корректор Н. Б. Тальберг

Сдано в набор 21.07.78. Подписано в печать 12.03.79. Т-05467. Формат 60×90/16.
Бумага № 1. Гарнитура литерат. Печать высокая. Печ. л. 18,0. Уч.-изд. л. 21,41.
Тираж 6400 экз, Заказ 398/6570-4. Цена 2 р. 10 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 8 ЛПО «Техническая книга» Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли,
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

В работе рассматриваются основные понятия о месторождениях полезных ископаемых и условия образования в земной коре эндогенных, экзогенных и метаморфогенных месторождений различных типов. В качестве характерных примеров дается краткий обзор месторождений полезных ископаемых по формациям.

Наряду с разбором важнейших трудов прежних лет в книге отражены успехи науки за последние два десятилетия, дана критика некоторых воззрений, показано прикладное значение излагаемой дисциплины для поисково-разведочной службы и обеспечения минеральным сырьем промышленности и сельского хозяйства СССР.

Сравнительно с первым изданием в настоящее, второе издание включены четыре новые главы о карбонатах, альбититах, стратиформных и вулканогенно-осадочных месторождениях, рассмотрены дополнительно магнезиальные скарны и морские подводные россыпи, отражены достижения последних лет в области изучения эндогенных и экзогенных месторождений.

Материалом для работы послужили литература по полезным ископаемым и смежным геологическим дисциплинам как отечественная, так отчасти и зарубежная, фондовые источники и отчеты об исследовательских работах, личные наблюдения автора на многочисленных месторождениях Урала и Восточной Сибири и, наконец, многолетний опыт преподавания автором курса полезных ископаемых в Свердловском горном и Иркутском политехническом институтах.

Грандиозные геологоразведочные работы в СССР в годы пятилеток позволили получить огромный и ценнейший фактический материал по месторождениям полезных ископаемых. Автор, естественно, не смог отразить его полностью, а поэтому будет очень признателен геологам-производственникам за указание недостатков в данной работе.

При подготовке работы к печати автор учел замечания и пожелания, сделанные научными работниками В. П. Васильевой, Е. Д. Иньшиным, В. В. Залуцким, А. В. Дружининым, А. П. Наседкиным и Л. Ф. Наркелюном. Особенно признателен автор Ф. И. Вольфсону, сделавшему ряд ценных замечаний. Автор приносит глубокую благодарность лаборантам Л. Ф. Покатиловой, А. К. Калининой, А. М. Елькиной и фотографу А. П. Цибинову, оказавшим существенную помощь в оформлении книги.

Учение о месторождениях полезных ископаемых представляет собой дисциплину, которая в значительной мере основывается и пользуется методами курсов общей и исторической геологии, геологии Советского Союза и зарубежных стран, минералогии, геохимии и петрографии. Кроме того, учение о полезных ископаемых базируется на твердом знании основ современной физики, физической и коллоидной химии.

Учение о полезных ископаемых подразделяется на две основные части: общую (теоретическую) и описательную (типы месторождений). Общая часть включает понятие о месторождениях, их классификацию, условия образования и закономерности размещения в земной коре. Описательная часть представляет собой всесторонний обзор различных типов месторождений полезных ископаемых — металлических, неметаллических и горючих. Задача общей части — ознакомление с теоретическими основами, необходимыми для понимания специальных дисциплин — «Типы месторождений» и «Методика разведки месторождений», конечная цель которых — определить наиболее рациональные и эффективные методы поисково-разведочных работ.

Учение о месторождениях полезных ископаемых имеет очень большое практическое значение. Во-первых, на его основе определяется направление геологопоисковых и разведочных работ, во-вторых, оно дает необходимые предпосылки для обогащения полезных ископаемых и плавки руд и, наконец, в-третьих, имеет немаловажное значение в горном деле для рациональной разработки недр.

Полезные ископаемые могут быть разделены на три основные группы: горючие, металлические и неметаллические. По ориентировочным подсчетам ведущее место в мировой экономике принадлежит горючим полезным ископаемым, которые составляют, например, для США (Ежегодник БСЭ, 1974) более 60% общей стоимости ежегодно добываемых полезных ископаемых (табл. 1). Развитию добычи угля и нефти в СССР также оказывается исключительное внимание.

За годы Советской власти производство угля, нефти, железной руды, стали и минеральных удобрений значительно увеличилось (табл. 2). Таких темпов развития промышленности не знала ни одна капиталистическая страна за всю историю человечества. Так же бурно развивается промышленность и в других социалистических странах.

По современному производству основных видов промышленной продукции СССР превосходит главные капиталистические страны (табл. 3).

Таблица 1

Ежегодная добыча полезных ископаемых в США
в ценностном выражении

Полезные ископаемые	Продукция США за 1960 г.	
	в млн. долларов	в %
Горючие	12 141	68
Металлические	2 021	11
Неметаллические	3 730	21
Всего	17 892	100

Таблица 2

Производство основных видов горнорудной
и металлургической продукции в СССР (в млн. т)¹

Вид продукции	1940 г.	1965 г.	1970 г.	1974 г.	1975 г.	1976 г.
Каменный уголь	166	578	624	685	701	712
Нефть	31,1	243	353	459	491	520
Железная руда	29,9	153	195	225	233	239
Сталь	18,3	91	116	136	141	145
Минеральные удобрения	3,2	31,3	55,4	80,4	90,2	92,3

¹ Ежегодник Большой Советской энциклопедии, 1977.

Таблица 3

Производство основных видов продукции в СССР, США и ФРГ
за 1973 и 1976 гг. (в млн. т)¹

Вид продукции	СССР		США		ФРГ	
	1973 г.	1976 г.	1973 г.	1976 г.	1973 г.	1976 г.
Каменный уголь	668	712	541	979	97,3 каменный 118,8 бурый	89,4 каменный 134,5 бурый
Нефть	429	520	452	394	6,65	5,55
Железная руда	216	239	89	79	6,4	2,3
Сталь	131	145	137	116	49,5	41,7
Цемент	109,5	124	78	66,8	41,1	34,2

¹ Ежегодник Большой советской энциклопедии, 1977.

Развитие геологоразведочных работ в Советском Союзе обеспечило значительное расширение минерально-сырьевой базы страны (Горбунов, 1969).

За четыре года пятилетки переданы для промышленного освоения многие месторождения полезных ископаемых. Среди них Оренбургское газовое, Октябрьское медно-никелевое, Алмаз и Жемчужина хромовые, Нерюнгринское коксующихся углей и др.

Восточная Сибирь с ее исключительными природными богатствами занимает ведущее место в СССР. Важную роль в создании на востоке страны новой мощной минерально-сырьевой базы играет грандиозное строительство Байкало-Амурской магистрали (БАМа), являющееся претворением в жизнь решений XXIV и XXV съездов нашей партии.

Мощная база самой дешевой в стране электроэнергии и исключительные богатства недр Восточной Сибири позволяют создать здесь новую крупную промышленность черных, цветных, легких и редких металлов.

В решениях XXV съезда партии о развитии народного хозяйства СССР в 1976—1980 гг. перед геологической службой страны поставлены следующие задачи: «Значительно расширить геологоразведочные работы в целях дальнейшего увеличения минерально-сырьевых ресурсов, в первую очередь в районах действующих горнодобывающих предприятий и во вновь осваиваемых районах страны. Повысить экономическую эффективность поисковых и разведочных работ и качество подготовки запасов полезных ископаемых».

Эти ответственные задачи будут с честью выполнены советскими геологами, которые с большим трудовым подъемом исследуют недра нашей родины, изобилующие минеральным сырьем.

Таблица 1

Исследования и разведка полезных ископаемых в СССР, США и ФРГ в 1970 и 1971 гг. (млн т)

Страна	1970		1971	
	Геологоразведка	Разведка	Геологоразведка	Разведка
СССР	100	144	112	156
США	118	152	125	160
ФРГ	10	15	11	16
Всего	228	311	248	332

КРАТКИЙ ОЧЕРК РАЗВИТИЯ УЧЕНИЯ О МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В настоящей главе приводятся краткие важнейшие сведения о развитии учения о полезных ископаемых в основном в нашей стране и лишь частично в зарубежных странах. Более подробно история горного дела и развитие учения о полезных ископаемых рассматриваются в ряде специальных работ А. В. Хабакова (1950 г.), А. Г. Бетехтина и Ф. И. Вольфсона (1955), В. В. Тихомирова и В. Е. Хаина (1956 г.), Ф. И. Вольфсона (1969) и др. Весьма обстоятельный исторический обзор и научный анализ дал Ф. И. Вольфсон (1969).

В дальнейшем изложении опускаются сведения о древних доисторических разработках минерального сырья, горных промыслах на Руси, открытии месторождений в XV—XVII вв., что достаточно хорошо освещено в учебниках и пособиях П. М. Татарнинова (1963; Курс месторождений твердых..., 1975), В. И. Смирнова (1969 г.), В. Н. Котляра (1970), С. А. Вахромеева (1961) и др.

Учение о месторождениях полезных ископаемых в период с XVIII в. до 1917 г.

Исключительное влияние на развитие геологии и учения о месторождениях полезных ископаемых в России имел М. В. Ломоносов (1711—1765). Он обобщил достижения Петровской эпохи и создал научную основу для дальнейшего развития металлургии, горного дела и учения о полезных ископаемых. В своих выдающихся трудах — «О слоях земных» и «Слово о рождении металлов от трясения Земли» (1949) — им были высказаны замечательные для того времени идеи. Он видел причину образования гор в поднятии и изгибании слоев Земли, которые происходили в результате вулканической деятельности. М. В. Ломоносов считал, что рудные жилы — это «щели, наполненные минеральными вещами». Образование жил связано с «земным трясением», причину которого он усматривал в вулканических явлениях, обусловленных горением серы в «земном недре».

За 28 лет до А. Вернера он доказал, что, изучая пересечения рудных жил, можно определить их относительный возраст. М. В. Ломоносов впервые указал на многообразие условий образования месторождений полезных ископаемых как за счет внутренней энергии Земли (плутоническим путем), так и за счет поверхностных вод (нептуническим путем). Принципиально верными оказались идеи М. В. Ломоносова об образовании органическим

путем каменного угля, нефти, асфальта, битуминозных сланцев и янтаря.

В Западной Европе в конце XVIII и начале XIX вв. разгорелась ожесточенная полемика между плутонистами и нептунистами. Представителем первого направления был Д. Хеттон (1726—1779). В своей работе «Теория Земли» он выдвинул идею о первичной магме и считал, что горные породы и рудные месторождения образуются одинаково путем кристаллизации из сухих магматических расплавов, в которых роль воды ничтожно мала.

Совершенно противоположные идеи развил профессор Фрейбергской горной академии А. Вернер (1750—1817), который в 1791 г. опубликовал так называемую «Новую теорию образования жил». Он рассматривал рудные жилы и изверженные породы как образования из водных растворов, которые циркулировали сверху вниз, т. е. имели поверхностное происхождение. А. Вернер детально изучил лишь одну Саксонию, сложенную в основном осадочными породами. Это и дало ему основание утверждать, что вулканизм не имеет существенного значения в истории Земли. Он дошел до крайностей, утверждая, что даже граниты и базальты образовались из водных растворов.

Хотя идеи А. Вернера и его последователей — нептунистов — были мало обоснованны, их длительный научный спор с плутонистами сыграл известную положительную роль в развитии геологии и учения о полезных ископаемых; он послужил толчком к более тщательным наблюдениям и углубленным исследованиям.

Конец XIX и начало XX вв. являются периодом развития капитализма в России и переходом его в высшую стадию — империализм. С 90-х годов прошлого века Россия вступила в полосу промышленного подъема, вызванного как развитием внутреннего, так и ростом мирового рынков.

Крупное железнодорожное строительство в России вызвало резкое увеличение выплавки чугуна — с 612 тыс. т в 1887 г. до 1880 тыс. т в 1897 г. Это, в свою очередь, обусловило повышенный спрос на железные руды и другие полезные ископаемые. Для успешного ведения поисковых и разведочных работ на различные полезные ископаемые необходимо было изучение геологического строения страны. С этой целью в 1882 г. организуется Геологический комитет, который руководит составлением обзорной геологической карты Европейской России, детальных геологических карт Донбасса, Криворожского района, а также железорудных, золотоносных и платиноносных районов Урала. Комитет проводит также геологические работы в нефтеносных районах Апшерона, Северного Кавказа, Ухты, Средней Азии и Эмбы. В Сибири геологические исследования были проведены вдоль линии Сибирской железной дороги и в золотоносных районах.

Особенно большое практическое значение имела работа по составлению детальной геологической карты Донбасса, которая служила основой для разведки и эксплуатации угольных богатств района. В этой работе, начатой еще Ф. Н. Чернышевым, прини-

мали участие геологи Л. И. Лутугин, Н. И. Лебедев и П. И. Степанов, ставшие впоследствии крупными специалистами по геологии углей.

Исключительно важную роль в развитии отечественной геологии и учения о полезных ископаемых сыграл выдающийся ученый А. П. Карпинский (1847—1936), которого по праву называют «отцом русской геологии». Он предложил схему геологического строения Европейской России и выявил складчатые структуры, названные Зюссом «линиями Карпинского».

В своих геологических работах А. П. Карпинский уделял Уралу исключительное внимание. Он писал: «Урал — это область большого прошлого и замечательного будущего». В книге «Очерк месторождений полезных ископаемых в Европейской России и на Урале» описаны месторождения золота, платины, железных, медных и никелевых руд, угля и драгоценных камней, а также дана оценка перспектив различных районов.

А. П. Карпинский явился основоположником весьма плодотворного направления в изучении рудных месторождений, характеризующегося всесторонним геологическим исследованием рудоносных районов, сопровождающимся микроскопическим изучением горных пород и руд.

А. П. Карпинский известен не только как крупнейший геолог и исследователь минерального сырья, но и как талантливый педагог. Им впервые в России написан «Курс рудных месторождений», в котором приведены необходимые понятия о формах тел, стадиях образования жил, а также изложены критические замечания по высказывавшимся тогда генетическим гипотезам. Будучи крупным ученым, педагогом и общественным деятелем, он создал научную школу, из которой вышло много талантливых геологов-исследователей.

В 90-х годах В. А. Обручев проводил региональные геологические исследования золотоносности Сибири. Им были указаны источники россыпного золота, изучено строение россыпей, рассмотрены их типы, произведено расчленение россыпей по их относительному возрасту и региональному распространению.

Н. К. Высоцкому принадлежат выдающиеся труды по геологии и генезису уральских месторождений золота и платины, в которых большое внимание было уделено описанию россыпей.

К. И. Богданович (1912 г.) опубликовал на русском языке первый учебник по рудным месторождениям. В основу своей работы он положил материал по отечественным и зарубежным месторождениям и предложил их морфолого-генетическую классификацию.

Из наиболее крупных иностранных ученых конца XIX и начала XX вв. необходимо отметить Ф. Пошепного, Х. Фогта, В. Линдгрена, В. Эммонса и др., которым принадлежали идеи о связи рудных месторождений с интрузивами и гипотезы по вопросам рудообразования. Крупный американский ученый В. Линдгрэн создал известную научную школу в изучении месторождений полезных ископаемых (особенно рудных), представленную позднее его

учениками и последователями А. Баддингтоном, Б. Батлером, Л. Грейтоном, К. Россом, Г. Шмиттом и др.

К началу XX в. в учении об эндогенных рудных месторождениях сформировались представления о генезисе магматических, контактово-метасоматических и особенно гидротермальных месторождений. Значительное внимание стало уделяться вопросам происхождения экзогенных месторождений (осадочных и выветривания).

Учение о месторождениях полезных ископаемых в СССР после Великой Октябрьской революции

За годы Советской власти геология и учение о полезных ископаемых стали бурно развиваться и заняли в настоящее время ведущее место в мировой науке.

Перед революцией в Геологическом комитете насчитывалось лишь 50 специалистов, а во всех организациях и на горных предприятиях работало только 98 геологических партий. Сейчас же в Министерстве геологии уже работают сотни тысяч специалистов.

За годы Советской власти в СССР были выявлены многочисленные месторождения угля и нефти, черных, цветных, редких и благородных металлов, неметаллические (апатит, алмаз, калиевые соли) и другие полезные ископаемые.

Советские геологи оказывают техническое содействие в организации и проведении геологоразведочных работ 22 социалистическим и развивающимся странам.

В истории развития учения о полезных ископаемых в СССР можно выделить четыре этапа.

Первый этап (1917—1928 гг.). В это время в Советском Союзе происходит организация геологоразведочной службы, основной задачей которой было выявление минерально-сырьевых ресурсов, необходимых для создания отечественной горнорудной промышленности.

Исключительно важное значение имел «Набросок плана научно-технических работ» В. И. Ленина (1918 г.), на основе которого развернулась деятельность Академии наук и других научных организаций. В этом документе В. И. Ленин определил сырьевую проблему как одну из основных проблем, разрешение которых необходимо для укрепления и развития социалистического строя, и указал на необходимость рационального размещения промышленности вблизи источников сырья. Особое внимание он уделил вопросам электрификации и использованию торфа и бурого угля для получения электроэнергии.

В результате мероприятий, проведенных по указанию В. И. Ленина еще в первые годы Советской власти, были выявлены и освоены крупные минеральные ресурсы. Владимир Ильич в статье «Очередные задачи Советской власти» (1918 г.) подчеркивал, что Советская Республика располагает «...гигантскими запасами руды (на Урале), топлива в Западной Сибири (каменный уголь), на Кавказе и на юго-востоке (нефть), в центре (торф), гигантскими

богатствами леса, водных сил, сырья для химической промышленности (Карабугаз) и т. д. Разработка этих естественных богатств приемами новейшей техники даст основу невиданного прогресса производительных сил»¹.

В результате работ, проведенных под руководством А. Е. Ферсмана экспедициями Академии наук в 1921 г. на Кольском полуострове, были открыты знаменитые Хибинские месторождения апатита.

Под руководством А. Н. Заварицкого развернулись исследования рудных месторождений (платины, железа, меди) Урала. Особенно большое значение имел его капитальный труд «Гора Магнитная и ее месторождения железных руд», положенный в основу проектирования Магнитогорского комбината.

В 1925 г. геологом П. И. Преображенским в районе г. Соликамска было открыто новое месторождение калийных солей.

И. М. Губкин разрешил ряд важнейших проблем нефтяной геологии для месторождений Северного Кавказа и Азербайджана. В результате его научных прогнозов были открыты новые крупные месторождения Второго Баку (Поволжье и Урал).

Большую работу по изучению месторождений полезных ископаемых провела Комиссия по изучению естественных производительных сил (КЕПС), которая была организована акад. В. И. Вернадским еще в 1915 г.

Второй этап (1929—1940 гг.). В этот период геологические исследования проводились в соответствии с государственными пятилетними планами и имели целью создание мощной сырьевой базы для развития тяжелой индустрии.

Крупные успехи были достигнуты советскими учеными во многих областях науки о полезных ископаемых, особенно в изучении магматических, пегматитовых, гидротермальных и скарновых месторождений. Работы А. Г. Бетехтина, П. М. Татарнинова и др. способствовали углубленному изучению хромитовых месторождений и обоснованию новой гипотезы о их позднемагматическом генезисе, что привело к открытию крупнейших месторождений на Урале.

В 1931 г. была опубликована монография А. Е. Ферсмана «Пегматиты».

С. С. Смирнов в 1937 г. подверг резкой критике теорию первичной зональности В. Эммонса и разработал гипотезу пульсационного поступления рудоносных продуктов из магматического очага. Им был установлен новый тип сульфидно-касситеритового оруденения, что привело к открытию оловорудного района на северо-востоке страны. В 1936 г. была опубликована его книга «Зона окисления сульфидных месторождений».

В области изучения экзогенных месторождений необходимо отметить крупные труды по коре выветривания И. И. Гинзбурга, Б. П. Кротова и др.

¹ Ленин В. И. Полн. собр. соч., изд. 5-е, т. 36. М., Госполитиздат, 1969, с. 188.

Важное значение имели теоретическое обобщение и исследование А. Д. Архангельским месторождений бокситов, доказавшие для многих из них осадочный генезис.

В 1935—1938 гг. В. А. Обручев издает известную монографию «Геология Сибири», ставшую настольной книгой для сибирских геологов.

Третий этап (1941—1945 гг.). В эти годы геологоразведочные работы проводились главным образом в восточных районах страны и в первую очередь по выявлению стратегического минерального сырья. Широкий размах геологоразведочных работ не только привел к открытию новых месторождений, но и способствовал развитию науки о полезных ископаемых.

Д. С. Коржинский разработал новую «биметасоматическую» теорию образования скарновых месторождений, в которой важное значение имеют процессы диффузии.

А. Н. Заварицким была предложена новая теория образования колчеданных месторождений Урала, согласно которой эти месторождения и вмещающие их вулканогенные породы имеют на глубине общий магматический очаг. Колчеданные месторождения, возникшие в результате сольфатарной деятельности, или сохранились в малоизмененном виде, или подверглись глубокому метаморфизму.

Теория образования осадочных месторождений марганца А. Г. Бетехтина, подтвержденная данными по вновь выявленным марганцевым месторождениям, позволила эффективно направлять поисковые и разведочные работы на этот вид сырья.

В. А. Обручев в годы Великой Отечественной войны своей научной и организационной деятельностью способствовал мобилизации усилий советских геологов в деле геологического изучения и освоения горнорудных богатств страны.

А. Н. Заварицкий критически пересмотрел взгляды А. Е. Фермана и других геологов о генезисе пегматитов из остаточных расплавов и выдвинул новую теорию образования пегматитов из постмагматических газовых растворов.

В. А. Николаев в ряде статей поднял важные теоретические вопросы о процессах отделения, физической природе и составе постмагматических продуктов. На основе экспериментальных данных об ограниченной растворимости воды в силикатных расплавах он построил новые физико-химические диаграммы бинарных и тройных систем и сделал вывод о возможности отделения газовой фазы на всех этапах остывания магмы в различных геологических условиях.

Четвертый этап (1946—1975 гг.). За этот период учение о полезных ископаемых в Советском Союзе быстро развивалось в связи с широким размахом геологоразведочных работ, направленных к созданию необходимой материальной базы для перехода от социализма к коммунизму. Большой интерес в начале этого этапа вызвали работы С. С. Смирнова по теории рудообразования, в которых приводится критика взглядов зарубежных исследователей и намечаются пути к созданию передовой советской теории

рудообразования. Важное значение имели оригинальные исследования парагенезиса рудных минералов, проведенные А. Г. Бетехтиным. Успешно развивались в СССР исследования структур рудных полей и месторождений. Здесь необходимо отметить работы В. М. Крейтера, А. В. Королева и П. А. Шехтмана, А. В. Пэка, Ф. И. Вольфсона, Л. И. Лукина, И. П. Кушнарера, А. В. Дружинина. Как учебные пособия по структурам следует указать книги А. С. Великого (1961 г.), а также Ф. И. Вольфсона и П. Д. Яковлева (1975 г.).

Вопросы теории постмагматического рудообразования обстоятельно и полно освещены в книге коллектива авторов «Основные проблемы в учении о магматогенных месторождениях» (1955). С. С. Смирнов и Ю. А. Билибин разработали теоретические основы металлогении, которые в дальнейшем развили и углубили В. И. Смирнов, Х. М. Абдулаев, И. Г. Магакьян, Е. А. Радкевич, Е. А. Карпова и др. В различных районах Советского Союза металлогенические исследования помогали выяснению геологической истории формирования подвижных зон земной коры и установлению закономерностей размещения в них месторождений полезных ископаемых.

За указанный период появились новые советские учебники по полезным ископаемым: Ю. А. Жемчужникова, Б. Я. Меренкова и М. В. Муратова (1942 г.), А. Г. Бетехтина (1946), А. А. Гапеева (1949 г.), И. Г. Магакьяна (1955 г.), И. И. Танатара (1950 г., 1959 г.), П. М. Татарина (1955 г.).

За истекшее десятилетие были значительно усовершенствованы методы исследования вещественного состава руд. Так, например, разработаны методика минераграфических исследований (И. С. Волынский, С. А. Юшко) и методика определения температур образования минералов по газовой-жидким включениям (Н. П. Ермаков, Г. Г. Леммлейн); для изучения некоторых тонкодисперсных минералов успешно применяется электронный микроскоп. В последние годы состав мельчайших зерен стал изучаться методом электронного зонда. Крупные достижения имеются и в области экспериментальных исследований (Д. П. Григорьев, Я. М. Ольшанский, Ф. В. Сыромятников, Н. И. Хитаров и др.).

После 1960 г. изучались новые типы месторождений полезных ископаемых. Большое внимание было уделено карбонатитовым месторождениям (Л. С. Бородин, А. И. Гинзбург, Л. С. Егоров, А. А. Фролов и др.). Обстоятельно изучены магнезиальные скарны (В. А. Жариков, Л. И. Шабалин) и новый тип редкометальных альбититовых месторождений (А. А. Беус). Выделен новый тип вулканогенно-осадочных месторождений цветных металлов (В. Н. Котляр, В. И. Смирнов, Г. Н. Щерба).

Подробно изучались стратиформные (телетермальные) месторождения цветных металлов и широко развернулась дискуссия по вопросам их генезиса. Большинство геологов (М. М. Константинов, Л. Ф. Наркелюн, В. П. Попов и др.) относят эти месторождения к осадочным либо подчеркивают их сложный генезис

(В. И. Смирнов). Однако ряд исследователей (К. И. Сатпаев, А. Г. Бетехтин, Ф. И. Вольфсон, В. В. Архангельская и др.) по-прежнему считают эти месторождения гидротермальными.

Важные идеи в области образования эндогенных месторождений были высказаны Г. Л. Поспеловым (1963 г.). Он проанализировал особенности формирования тепловых флюидопроводников и ввел понятие «зона стволового растекания фильтрующей термоколонны», являющейся наиболее благоприятной для рудообразования.

Крупные достижения имеются в теории рудообразования как эндогенных месторождений (Я. Н. Белевцев, М. Н. Годлевский, В. А. Жариков, Д. С. Коржинский, В. Н. Котляр, А. А. Маракушев, В. И. Смирнов), так и экзогенных месторождений (Г. И. Бушинский, М. Г. Валяшко, Б. М. Гиммельфарб, Г. С. Дзоценидзе, Д. Г. Сапожников, Н. М. Страхов). Особо следует отметить труд коллектива авторов под редакцией акад. В. И. Смирнова «Генезис эндогенных рудных месторождений» (1968) и капитальную работу акад. Н. М. Страхова «Основы теории литогенеза» (1962—1963). Из трудов иностранных ученых следует отметить работы В. Линдгрена (Lindgren, 1928), А. М. Бэтмана (1949), Г. Шнейдерхена (Schneiderhöhn, 1955), Р. Рутье (Routhier, 1963), Р. Л. Бейтса (1965), Ч. Ф. Парка и Р. А. Мак-Дормида (1966), монографию «Рудные месторождения США» (Ore Deposits..., 1968) и др.

Успеху развития учения о полезных ископаемых в СССР способствовали огромный размах геологоразведочных работ в стране и широкое развитие научно-исследовательских геологических работ, выполнявшихся академиями наук СССР и союзных республик, научно-исследовательскими институтами (ВИМС, ВСЕГЕИ), многочисленными вузами, отраслевыми институтами и промышленными организациями. В этих исследованиях кроме известных ученых принимали участие многочисленные научные работники и целая армия геологов-производственников.

Важную роль в развитии геологических знаний и, в частности, учения о полезных ископаемых сыграло широкое опубликование геологических изданий: научных трудов, монографий, периодической литературы.

ОСНОВНАЯ ТЕРМИНОЛОГИЯ

Объектом нашего изучения является месторождение полезного ископаемого.

Месторождение — геологическое тело или совокупность геологических тел, разработка которых при данной экономической конъюнктуре целесообразна.

Геологическое тело — это различные по форме, размерам и условиям залегания образования земной коры (пласты, жилы, линзы, штоки и т. д.), сложенные полезным минеральным веществом или содержащие его в рассеянном виде. В ряде месторождений наблюдается несколько геологических тел.

Полезное ископаемое — природное минеральное вещество, которое в качественном и количественном отношении пригодно для использования в народном хозяйстве.

Рудопоявление — природное скопление в горных породах полезных минералов небольших и невыясненных размеров. Иногда в результате разведки и изучения рудопоявление может быть переведено в месторождение.

Полезные ископаемые могут использоваться либо в естественном состоянии (высококачественный уголь, кварцевый песок), либо после предварительной обработки путем сортировки, дробления, обогащения (большинство руд).

Полезные ископаемые находят самое разнообразное применение в различных отраслях народного хозяйства. В настоящее время почти любая горная порода определенного качества и в определенных экономических условиях может быть использована для тех или иных целей, а поэтому «бесполезных ископаемых» почти не существует.

По характеру использования различают три рода полезных ископаемых: рудные, неметаллические и горючие.

Руда — это агрегат минералов, из которого валовым способом технологически возможно и экономически целесообразно извлекать металл или металлическое соединение. В настоящее время рудами называют и некоторые нерудные, неметаллические полезные ископаемые. Например, говорят: «асбестовая руда», «апатитовая руда», «графитовая руда» и др.

Неметаллическое полезное ископаемое — извлекаемое из недр Земли минеральное неметаллическое вещество, которое по качеству и количеству пригодно для использования в естественном или переработанном виде в различных отраслях народного хозяйства.

Горючее полезное ископаемое — это минеральное вещество, извлекаемое из недр Земли в массовом количестве и используемое в естественном или переработанном виде как энергетическое топливо или служащее сырьем для металлургической и химической промышленности.

При определении руды говорят о экономической целесообразности извлечения из нее металла; при определении неметаллического полезного ископаемого, так же как и горючего ископаемого, отмечается его пригодность для народного хозяйства при условии определенной качественной и количественной оценки. Следовательно, учение о полезных ископаемых не только геологическая, но и экономическая дисциплина, включающая определение масштаба оруденения, понятия промышленного и непромышленного содержания металла в руде, оценку технологических свойств минерального сырья, анализ развития добычи полезных ископаемых в Советском Союзе и за границей и др.

ТРЕБОВАНИЯ К ПРОМЫШЛЕННОМУ МЕСТОРОЖДЕНИЮ

Возможность промышленного использования месторождения определяется качеством полезного ископаемого и его запасами, географическим положением месторождения, условиями его разработки, состоянием техники эксплуатации и переработки полезного ископаемого и другими факторами.

Основное значение имеют промышленные кондиции (табл. 4) — минимальные запасы полезного ископаемого, минимальное содержание в нем ценных компонентов и предельно допустимое содержание вредных примесей, при которых возможна и экономически целесообразна эксплуатация месторождения.

Таблица 4

Промышленные кондиции для некоторых руд
По В. И. Смирнову

Металлы	Типичные представители	Минимальные запасы, т	Минимальное содержание металла, %
Черные	Fe, Mn	Сотни тысяч	20—25
Цветные	Cu, Pb, Zn, Ni	Тысячи — десятки тысяч	0,5—1
Редкие	W, Mo, Sn, Hg	Десятки — сотни	0,1—0,2
Благородные	Au, Pt	Килограммы	0,0005

Месторождения полезных ископаемых, доступные человечеству, залегают в верхней части земной коры. Поэтому необходимо знать ее состав, строение и общие закономерности распределения в ней химических элементов, слагающих месторождения полезных ископаемых.

СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ В НЕЙ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

По данным сейсмических исследований земной шар имеет следующее строение (от поверхности к центру):

- 1 — слонстые осадочные толщи до глубины 4—8 км;
- 2 — «гранито-гнейсовый» слой толщиной около 20—35 км;
- 3 — граница Конрада, разделяющая гранитный и нижележащий «базальтовый» слой;
- 4 — «базальтовый» слой мощностью 20—30 км;
- 5 — поверхность Мохоровичича, отделяющая «базальтовый» слой от верхней мантии;
- 6 — верхняя мантия;
- 7 — астеносфера, расположенная внутри верхней мантии, средняя глубина которой 100—200 км. Астеносфера вследствие значительной вязкости способна к пластическому течению, и здесь выплавляется вещество, которое под давлением перемещается в верхние горизонты земной коры.

В строении верхней части земной коры участвуют: литосфера — силикатная оболочка до глубины 16 км, гидросфера и атмосфера — до высоты 15 км. Основная масса (93%) вещества земной коры сосредоточена в литосфере. Литосфера преимущественно состоит из изверженных горных пород (95%).

Американский ученый Ф. Кларк, используя данные около 6000 химических анализов изверженных горных пород, определил в 1889 г. средний химический состав литосферы. Подсчеты Кларка впоследствии были уточнены советскими учеными (табл. 5) — А. Е. Ферсманом (1939) и А. П. Виноградовым (1962).

Таблица 5

Средний химический состав земной коры
для главнейших элементов (в вес.%)

Элемент			Элемент		
	1	2		1	2
Кислород	47,00	49,13	Натрий	2,50	2,40
Кремний	29,5	26,00	Калий	2,50	2,35
Алюминий	8,05	7,45	Магний	1,87	2,35
Железо	4,65	4,20	Водород	—	1,0
Кальций	2,96	3,25			
				99,03	98,13

1 — по А. Е. Ферсману, среднее содержание элементов приведено для самого верхнего 16-километрового слоя земной коры; 2 — по А. П. Виноградову — для верхнего слоя Земли выше границы Мохоровичича.

Приведенные девять элементов в сумме составляют 98,13%, следовательно, на долю всех остальных элементов менделеевской



таблицы приходится 1,87%. Распределение некоторых малораспространенных элементов в земной коре, по А. Е. Ферсману, следующее (в вес. %):

Титан	0,61	Азот	0,04
Углерод	0,35	Стронций	0,035
Хлор	0,2	Хром	0,03
Фосфор	0,12	Цирконий	0,025
Сера	0,1	Ванадий	0,02
Марганец	0,1	Никель	0,02
Фтор	0,08	Цинк	0,02
Барий	0,05	Медь	0,01
		Всего	1,81

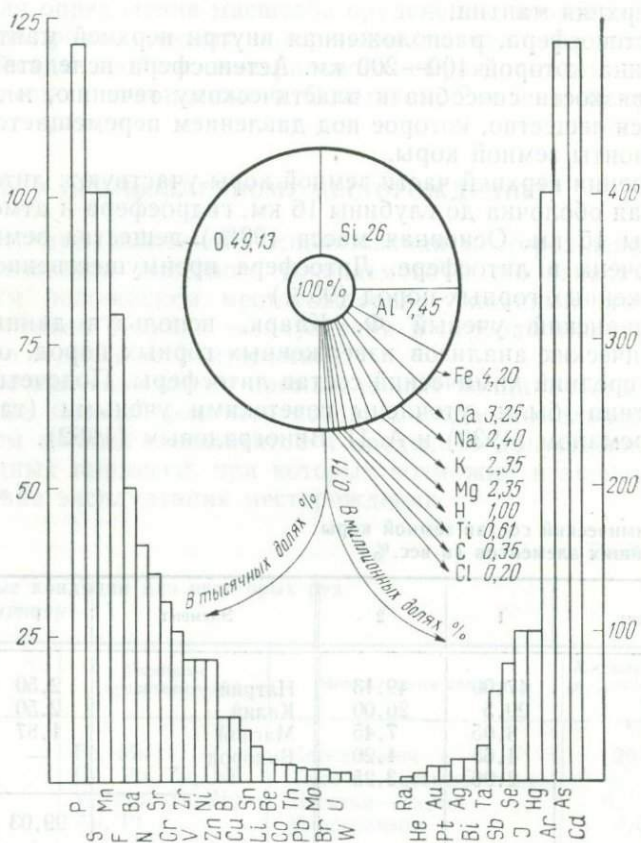


Рис. 1. Диаграмма распространения элементов в земной коре. По А. А. Саукову (1966)

Суммарное содержание приведенных 25 элементов составляет 99,94%. Остальные элементы в земной коре содержатся в тысячных, десятитысячных и даже в миллионных долях процента (рис. 1).

Анализируя данные о химическом составе земной коры, прежде всего поражает неравномерность распределения элементов в земной коре. Девять ведущих элементов слагают главным образом неметаллические полезные ископаемые. Из элементов, входящих в состав рудных месторождений, фигурируют здесь лишь железо (4,20%) и алюминий (7,45%), причем оба элемента играют существенную роль и в составе неметаллических месторождений. Углерод, слагающий в основном месторождения углей и нефти, содержится в земной коре в среднем всего лишь в количестве 0,35%.

Среднее содержание в земной коре цветных и редких металлов, входящих в состав рудных месторождений, составляет сотые, тысячные и даже миллионные доли процента:

Медь	0,01	Свинец	0,0016
Цинк	0,02	Олово	0,0000X
Кобальт	0,004	Золото	0,000000X

Крайне незначительное среднее содержание полезных элементов в изверженных породах не позволяет использовать их непосредственно как источник полезных ископаемых. Однако в земной коре протекают геологические процессы, которые ведут к местной концентрации рудных элементов. Эти обогащенные рудными элементами участки и являются рудными месторождениями.

РАЗВИТИЕ ДОБЫЧИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОБЕСПЕЧЕНИЕ ЧЕЛОВЕЧЕСТВА МИНЕРАЛЬНЫМ СЫРЬЕМ

По мере развития человеческого общества расширялся круг используемых химических элементов (табл. 6).

Таблица 6

Использование человеком химических элементов.
По В. И. Вернадскому и А. Е. Ферсману

Время	Используемые элементы	Число элементов
Древние века	N, Al, Fe, Au, K, Ca, O, Si, Cu, Na, Sn, Hg, Pb, Ag, S, Cl, Zn, C	18
До XVIII в.	Те же и As, Mg, Bi, Co, B, Ni, P	25
XVIII в.	" " H, Ir, I, Pt	29
XIX в.	" " V, Br, W, Cd, Mn, Mo, Os, Pd, Ra, Sr, Ta, F, TR, Th, U, Cr, Zr	47
XX в. (до 1932 г.)	" " Ne, Li, He, Ti, Ac, Ru, Rh, Be, Ag, Ga, Se, Rb, Y, In, Nb, Te, Hf, Re, Tl, Cs	67
XX в. (с 1932 г.)	Используются почти все элементы таблицы Д. И. Менделеева	

В настоящее время из всех 106 элементов (считая и трансураниевые) используются 86, из них в количестве более 1 млн. т в год 21 элемент: O, Si, P, S, H, S, Cl, N, B, F, Al, Fe, Ba, Ca, Na, K, Mn, Cr, Cu, Zn, Pb.

Большое внимание в последние годы в советской и зарубежной печати привлекают вопросы обеспеченности человечества минеральным сырьем. Действительно, за последнее столетие добыча полезных ископаемых во всем мире резко возросла. Так, например, добыча железа увеличилась более чем в 120 раз, нефти в 100 раз, бокситов за 35 лет (с 1930 по 1965 г.) в 137 раз и т. д. Современная добыча полезных ископаемых за каждые 8—10 лет примерно удваивается.

Поскольку добыча полезных ископаемых непрерывно увеличивается, а запасы их в земной коре не возобновляются, то неизбежно встает вопрос о том, достаточное ли количество полезных минеральных веществ находится в доступной нам верхней части земной коры? На этот вопрос можно ответить утвердительно.

Кроме прироста запасов руд с помощью известных методов поисково-разведочных работ дальнейшее развитие минеральносырьевой базы мира возможно следующими путями.

1. Открытие месторождений, не выходящих на поверхность (слепые залежи), с помощью геохимических или технически совершенных геофизических методов.

2. Открытие и освоение новых видов минерального сырья, например азота, из воздуха; ряда полезных элементов (K, Mg, Br, B, Li и др.) из морской воды; использование океанических марганцевых конкреций (Mn, Ni, Co, Cu, Fe); эксплуатация подводных морских россыпей (золото, алмазы, олово, тантало-ниобаты и др.). Запасы этого сырья в отличие от месторождений на континенте возобновляются.

3. Развитие и совершенствование технологических методов (металлургия, обогащение, химическое извлечение) позволяют широко внедрять комплексную переработку руд с полным использованием всех их составляющих компонентов. При обогащении руд можно шире использовать бедные вкрапленные руды, в которых, по В. И. Красникову, сосредоточено до 65% металла (от общего его количества в данном типе руд).

4. Громадный резерв будущего представляет верхний слой земной коры мощностью 2 км. Количество металлов нем в рассеянном (кларковом) состоянии многократно превосходит суммарные запасы всех известных месторождений, например для железа в 10 000 раз, меди в 600 000 раз, олова в 6 000 000 раз и т. д.

Несколько сложнее обстоит дело с источниками энергии (особенно нефти и угля), но и здесь существуют достаточно мощные и надежные резервы: 1) возможность выявления новых видов топлива; 2) более широкое использование возобновляемых источников энергии (гидроэнергоресурсы, энергия Солнца, геотермические источники); 3) расширенное потребление энергии радиоактивных элементов; 4) открытие новых видов энергии (термоядерной и др.).

Некоторые зарубежные ученые утверждают, что наша планета истощена, и ее ресурсы недостаточны для удовлетворения потребностей быстро растущего населения. Однако прогрессивные ученые и публицисты доказывают, что жизненные ресурсы Земли практически неисчерпаемы (Малин, 1967). Напомним здесь гениальное предвидение В. И. Ленина¹: «Ум человеческий открыл много диковинного в природе и откроет еще больше, увеличивая тем свою власть над ней...».

Приведенные выше данные все же не дают основания для полной самоуспокоенности в рассматриваемом вопросе. Коммунистическая партия и Советское правительство постоянно уделяют большое внимание делу развития геологоразведочных работ и укреплению минеральносырьевой базы страны. В 1975 г. 3-я сессия Верховного Совета СССР вынесла решение «О мерах по дальнейшему усилению охраны недр и улучшению использования полезных ископаемых», которое обязывает нас не только наращивать запасы полезных ископаемых, но и экономно расходовать богатства недр.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В соответствии с определением месторождения полезного ископаемого как сложного геологического тела и руды как агрегата минералов изучение месторождений требует всестороннего геологического подхода. Для характеристики месторождения и выяснения условий его образования необходимо знать: геологические условия залегания, морфологические особенности рудных тел, вещественный состав и структуры руд и, наконец, генезис месторождения.

Геологические условия залегания — положение месторождения среди окружающих горных пород, а также выяснение геологического строения той или иной рудоносной области устанавливаются в результате геологических съемок масштаба 1 : 200 000 — 1 : 50 000.

Структура рудного поля — строение рудоносного участка, контролируемое региональными структурными элементами, в пределах которых находятся генетически родственные месторождения (Вольфсон, Яковлев, 1975 г.). Структура рудного поля выявляется в результате детального геологического картирования масштабов 1 : 10 000 и 1 : 5000.

Условия залегания и морфология месторождений — взаимоотношение руды с вмещающими породами, пространственная ориентировка рудных залежей, их форма и размеры. Морфология и условия залегания месторождения выясняются в результате его разведки с помощью бурения или горноразведочных выработок, причем результаты этого изучения отражаются на продольных и поперечных разрезах и погоризонтных планах масштабов 1 : 1000 и 1 : 500.

¹ Ленин В. И. Полн. собр. соч., изд. 5-е, т. 18. М., Госполитиздат, 1968, с. 298.

Вещественный состав и структуры руд — качественный и количественный минеральный и химический состав руд, а также их строение. Вещественный состав и структура руд определяются при изучении рудных забоев, документации керна разведочных скважин или исследовании образцов руд, взятых из поверхностных обнажений. При изучении забоев рудных тел делаются зарисовки масштабов 1 : 100, 1 : 50 и даже 1 : 10.

Генезис месторождения определяется на основе всего фактического материала, полученного при разведке и эксплуатации месторождения, а также данных специальных исследований. Установление генезиса — очень важная, но и наиболее трудная задача, которая заключается в выяснении всей истории его формирования и является конечной целью изучения месторождения.

Рассмотренные элементы месторождений полезных ископаемых в основном определяют и методы их исследования.

Главными методами, применяемыми в учении о полезных ископаемых, являются: наблюдение, опыт, гипотеза и экономический анализ.

Наблюдение. Этот метод широко используется в учении о полезных ископаемых, как и вообще в естествознании. Геолог — специалист по полезным ископаемым — производит наблюдения в поле, изучает естественные выходы или искусственные обнажения горных пород и руд в карьерах рудников или в подземных выработках, определяет морфологию тел полезных ископаемых и их отношение с вмещающими породами и, наконец, при документации забоев или керна буровых скважин изучает строение и состав руд.

Одновременно с геологическими методами наблюдения широко применяются и геофизические. С их помощью можно оконтурить вмещающие породы, установить геологические структуры месторождения, проследить границы рудных залежей в плане, определить глубину распространения рудоносных зон и форму геологических тел, с которыми связано оруденение.

За последнее десятилетие для поисков месторождений и их изучения стали широко применяться геохимические (металлометрические, гидрохимические, биогеохимические), а также аэрогеологические и аэрогеофизические методы. При камеральной обработке собранных материалов метод наблюдения имеет также широкое применение. При микроскопических исследованиях руд в отраженном свете (минераграфия) определяются качественный и количественный минеральный состав руд и их структурные особенности. При микроскопическом исследовании вмещающих горных пород выясняются их состав, строение и процессы изменения.

Опыт. Изучение руд с помощью опытов или экспериментальных исследований проводилось еще в прошлом столетии. Важное значение для выяснения генезиса постмагматических месторождений имели экспериментальные исследования Р. Горансона (1931 г.) по нагреванию при высоких давлениях и температуре в запаянных

чугунных бомбах порошка гранита с водой, показавшие ограниченную растворимость летучих соединений в магме.

Интересны исследования Ф. В. Сыромятникова и Н. И. Хитрова (1944 г.) по переносу нелетучих компонентов водным газом и паром. Этими экспериментами доказано, во-первых, что критическая температура минерализованных растворов значительно выше критической температуры чистой воды, и, во-вторых, установлена возможность переноса в газовой фазе заметных количеств кремнезема, молибдена и других компонентов.

Большой интерес представляют экспериментальные исследования Я. И. Ольшанского и В. В. Иваненко (1958 г.) о растворимости сульфидов железа, меди, серебра и кобальта в водных растворах при комнатной и повышенной температурах. Экспериментальные исследования о переносе и отложении металлов гидротермальными растворами продолжены Р. П. Рафальским (1973 г.) — учеником и последователем Я. И. Ольшанского.

На основании произведенных исследований были по-новому освещены сложные вопросы генезиса гидротермальных сульфидных месторождений.

В последние годы широко развиты экспериментальные исследования синтеза минералов, необходимых для различных отраслей народного хозяйства. В СССР были получены при температуре 1200—1500°C и давлении до 30 000 кгс/см² синтетические алмазы, используемые в абразивной и других отраслях промышленности. Кроме того, у нас производят искусственные кристаллы пьезокварца, рубина и других минералов.

Гипотеза. В учении о полезных ископаемых важная роль отводится гипотезам.

При изучении месторождений полезных ископаемых как в полевых, так и в камеральных условиях получают фактические данные о геологических условиях залегания, форме тел, составе и строении руд. На основе всех этих данных строится рабочая гипотеза о генезисе месторождения. Если при последующих геологических и разведочных работах будет получен новый фактический материал, не согласующийся с первоначальной гипотезой, то последняя видоизменяется или выдвигается новая, отвечающая как вновь собраным, так и ранее известным фактам наблюдений.

Экономический анализ. Учение о полезных ископаемых не просто геологическая, а геолого-экономическая дисциплина. Объектом геологического изучения и разведки является не любое минеральное скопление в земной коре, а лишь удовлетворяющее современным требованиям народного хозяйства. При оценке месторождений полезных ископаемых необходим экономический подход. Следует принимать во внимание не только размеры месторождений и качество сырья, но и ряд других факторов: географическое положение месторождения, транспортные условия, наличие в районе строительных материалов, рабочей силы. Решающее значение нередко имеет потребность государства в данный момент в том или ином минеральном сырье.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Формирование руд и вмещающих их горных пород регулируется геологическими процессами. Главное значение как факторы геологического контроля месторождений имеют процессы магматизма, осадкообразования и тектоники. Рассмотрим эти процессы применительно к условиям образования месторождений полезных ископаемых.

СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ С ИНТРУЗИВАМИ

Различные месторождения полезных ископаемых связаны со строго определенными комплексами горных пород. Большая часть эндогенных месторождений приурочена к кислым или средней кислотности изверженным породам, меньшее число их — к основным породам (Магматизм и связь с ним..., 1955).

С определенными интрузивными породами связаны характерные для них месторождения полезных ископаемых.

Для кислых гранитных магм, представленных аляскистыми, лейкократовыми и биотитовыми гранитами, характерны гидротермальные месторождения олова, вольфрама, висмута и молибдена. Например, месторождения Забайкалья (Ононское, Джидинское), Великобритании (Корнуэл) и Юго-Восточной Азии (Малайские месторождения).

С гранитными пегматитами связаны месторождения слюды (Мамское в Восточной Сибири), самоцветов (Мурзинское, Алабашское на Урале) и месторождения редких элементов (Nb, Ta, Be, Li, Zr).

К умеренно кислым гранитоидам — гранитам и гранодиоритам — приурочены гидротермальные месторождения золота (Березовское и Кочкарское на Урале, Дарасунское в Забайкалье), полиметаллов (Алтайская группа, Нерчинские месторождения в Восточном Забайкалье), а также скарновые месторождения железных (гора Магнитная на Урале, Тельбесская группа в Западной Сибири) и медных (Турьинские рудники на Урале) руд.

С основными породами (габбро, нориты, анортозиты) связаны магматические месторождения титаномagnetитов (Урал и Норвегия), медно-никелевые месторождения (Норильское в Восточной Сибири, Монче-Тундра на Кольском полуострове, Садбери в Канаде, риф Меренского в Южной Африке); с габбро ассоциируют железо-титан-медные руды (Волковское месторождение на Урале).

К ультраосновным породам, представленным дунитами, перидотитами и пироксенитами, приурочены многочисленные магматические месторождения платины и металлов ее группы (габбро-пери-

дотитовая формация Северного и Среднего Урала, гортонолитовые дуниты Южной Африки), хромита в змеевиковых массивах восточного склона Урала, некоторые месторождения титаномагнетитов Урала (гора Качканар), связанные с пироксенитами. Месторождения никель-кобальтовых руд связаны с корой выветривания змеевиков на Урале и в Новой Каледонии. Кроме того, среди ультраосновных пород встречаются ценные неметаллические полезные ископаемые: гидротермальные — асбест в змеевиках Урала и Восточного Саяна, магнезит и тальк в змеевиках; магматические — месторождения алмазов в кимберлитах Южной Африки и Сибири.

С щелочными породами, представленными нефелиновыми сиенитами, широко распространенными на Северо-Западе СССР (Кольский полуостров), связаны хибинские магматические месторождения апатитов.

Приуроченность магматических и пегматитовых месторождений к интрузивам вполне очевидна и признается большинством ученых. Связь постмагматических месторождений с магматическими телами более сложная, и вопрос этот пока дискуссионен. Он будет рассмотрен в гл. 10.

Далеко не всегда месторождения, залегающие в пределах какого-либо массива изверженных пород или вблизи него, генетически с ними связаны. Нередко материнский магматический очаг, являющийся источником вскрытых на поверхности интрузивов, даек жильных пород и рудных жил, располагается на значительной глубине (десятки километров).

Приуроченность к интрузивам рассматривалась В. Х. Эммонсом (1937; Emmons, 1933) в его батолитовой гипотезе. Гипотеза эта была в свое время широко распространена. Рассмотрим ее основные положения и критику их советскими учеными.

На сравнительно ранней стадии процесса остывания батолита выпадение металла из раствора, по В. Х. Эммонсу, практически прекращается. Батолит застывает сверху вниз, и в глубине его образуются неметаллоносные пегматиты и почти безрудные кварцевые жилы.

Батолиты и связанные с ними рудные месторождения формируются на большой глубине, измеряемой тысячами и десятками тысяч метров. Рудная минерализация может выйти на поверхность и быть доступной только в том случае, когда толща вышележащих пород и обычно часть самого купола подвергаются эрозии. В зависимости от стадии эрозии, по отношению к верхней части батолита, В. Х. Эммонс различает шесть типов месторождений (сверху вниз): криптобатолитовые, акробатолитовые, эпibatолитовые, эмбатолитовые, эндобатолитовые и гипобатолитовые (рис. 2).

Из них наиболее продуктивны акробатолитовый тип, когда эрозия вскрывает интенсивно минерализованную вершину главного купола, и эпibatолитовый, когда эрозия захватывает более глубокую его часть. Продуктивность эмбатолитовых и эндобатолитовых месторождений, когда эрозия вскрывает небольшие промежуточные и депрессионные купола, умеренная. Наконец, гипобатолитовый

товая стадия, наиболее глубоко вскрывающая интрузию, обнажает громадные площади ее глубинного ядра. Эта зона является практически безрудной.

Не отрицая связи ряда рудных месторождений с гранитными батолитами и признавая влияние глубины эрозионного среза на характер месторождений, все же нельзя считать гипотезу В. Х. Эммонса совершенно правильной.

Положение В. Х. Эммонса о том, что гидротермальные месторождения образуются только в начальные моменты остывания батолита, не подтверждается. Еще в 1946 г. С. С. Смирнов (1955₁) обратил внимание на то, что в большинстве месторождений рудные жилы моложе даек изверженных пород, следовательно, процесс

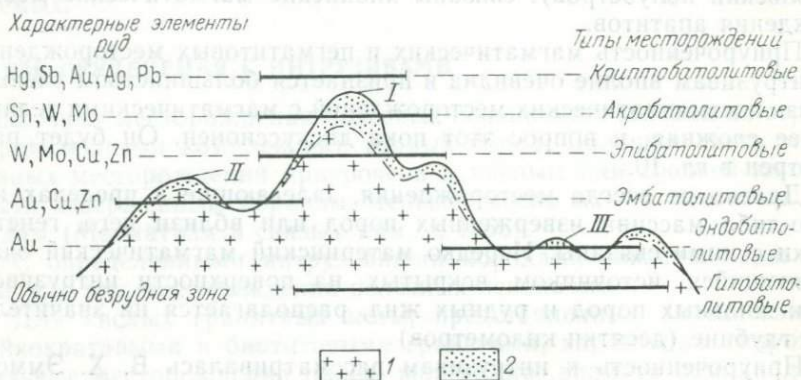


Рис. 2. Схематический разрез гранитного батолита. По В. Х. Эммонсу.

1 — ядро; 2 — минерализованная оболочка;
I — вершинный купол, II — промежуточный купол, III — купола депрессий

рудообразования происходил в конечную стадию формирования материнского интрузива.

По данным Ф. И. Вольфсона (1962), подавляющее большинство гидротермальных месторождений приурочено не к трещинам, образованным в результате прорыва из магматического глубинного очага паров и газов, а к тектоническим нарушениям, возникающим значительно позже остывания апикальной части интрузивов.

В. Х. Эммонс исходит из предположения об универсальной металлоносности каждого магматического очага. По его представлениям, любой батолит изначально содержит в достаточном количестве компоненты, необходимые для формирования всей серии жильных гидротермальных месторождений. Это предположение Эммонса расходится с представлением С. С. Смирнова и других ученых о специализированном характере интрузий. Имеется много примеров развития определенного специфического оруденения в том или ином районе.

В. Х. Эммонс необоснованно ограничил область нахождения постмагматических месторождений внутри батолитового тела узкой минерализованной оболочкой толщиной 1,5—3,5 км, ниже ко-

торой, по его мнению, не образуются продуктивные гидротермальные месторождения.

В последние годы выдвинута гипотеза о связи рудных жил не только с крупными батолитами, но также и с малыми интрузиями и дайками изверженных пород.

МАЛЫЕ ИНТРУЗИИ И ОТНОШЕНИЕ ИХ К ОРУДЕНЕНИЮ

За последние 20—25 лет многими геологами стали высказываться идеи о пространственной, а иногда и о прямой генетической связи постмагматических месторождений с малыми интрузиями. Это направление в СССР впервые стали развивать С. С. Смирнов, И. Ф. Григорьев, Ю. А. Билибин и др.

Малые интрузии по форме представляют собой штоки, дайки или трубообразные тела. Размеры их по сравнению с батолитами небольшие, площадь выходов в поперечнике измеряется от нескольких сотен метров до первых километров.

Малые интрузии образованы как кислыми (кварцевые порфиры, гранит-порфиры), так средними и основными (диориты, диоритовые порфириты, диабазы) породами. Иногда малые интрузии обнажаются среди крупных выходов интрузивных массивов, но чаще залегают обособленно, на значительном расстоянии от интрузивных тел, среди осадочных или метаморфических пород кровли. Формирование малых интрузий происходит на небольшой или умеренной глубине. Взаимоотношение малых интрузий с крупными интрузиями и выяснение генетической связи с ними постмагматических месторождений является очень сложным и полностью еще нерешенным вопросом.

С. С. Смирнов (1955) обратил внимание на то, что в период между полной кристаллизацией обнаженных в настоящее время частей интрузий и подъемом рудоносных растворов происходит внедрение сложной серии дайковых пород. По его мнению, рудоносные растворы, образующие гидротермальные месторождения, формируются в основном в глубинных частях магматического комплекса. Он считал неверными упрощенные представления В. Х. Эммонса и др. о непосредственной связи оруденения с теми магматическими массами, среди которых или вблизи которых залегают рудные жилы.

С. С. Смирнов и Ю. А. Билибин описывают на Алдане, в Средней Азии и Боливии небольшие штоки кислого или среднего состава, внутри и вдоль контактов которых развивается большое число гидротермальных рудных тел. Для некоторых штоков установлено довольно быстрое выклинивание, но рудные жилы продолжают на глубину, залегая в подстилающих породах (рис. 3). Вероятно, во многих случаях как малые интрузии, так и ассоциирующие с ними рудные жилы являются производными более глубоких магматических очагов. Такую взаимосвязь оруденения с малыми интрузиями Ю. А. Билибин предложил называть парагенетической.

Но наряду с этим известны жильные месторождения, имеющие прямую генетическую связь с малыми интрузиями. Например, О. Д. Левицкий изучил в Забайкалье оловорудное месторождение, которое генетически связано со штоком амазонитовых гранит-порфиров. Шток имеет дайкообразную форму, ширина его при выходе на поверхность 400 м (рис. 4). Гранит-порфиры состоят из амазонита, кварца, альбита, присутствуют топаз, циннвальдит, изредка касситерит и тантало-колумбит.

Массив гранит-порфиров окружен ореолом контактовых роговиков, обогащенных топазом, среди которых залегают пегматоид-

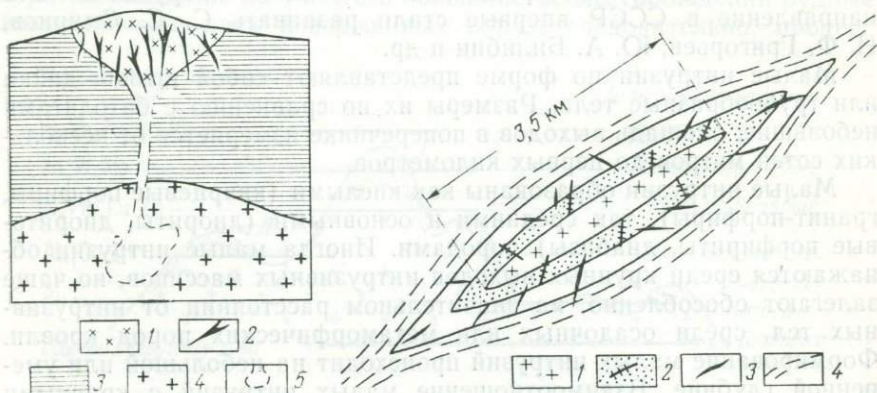


Рис. 3. Парагенетическая связь оруденения с малой интрузией (схематический разрез).

1 — шток гранит-порфира; 2 — рудные жилы; 3 — вмещающие интрузию породы; 4 — глубокий магматический очаг; 5 — гипотетическая камера дифференциации магмы

Рис. 4. Прямая связь оруденения с малой интрузией. Месторождение Этыка. По О. Д. Левицкому.

1 — шток амазонитовых гранит-порфиров; 2 — внутренний ореол роговиков с пегматоидными жилами; 3 — внешний ореол роговиков с гидротермальными жилами; 4 — вмещающие породы — юрская песчано-сланцевая толща

ные кварц-амазонитовые жилы. В последних в направлении от контакта с гранит-порфирами наблюдаются увеличение количества топаза и появление рудных минералов — касситерита, вольфрамит, станнина, галенита и сфалерита. Во внешнем ореоле роговиков наблюдаются гидротермальные рудные жилы, сложенные кварцем, топазом, циннвальдитом, касситеритом и сульфидами олова, свинца и цинка. Генетическая связь пегматоидных и гидротермальных жил с гранит-порфирами выявляется достаточно отчетливо. Постмагматические растворы приносили во вмещающие породы те же минеральные компоненты, что и находящиеся в самом массиве. Присутствие амазонита и в массиве, и в жилах (пегматоидных и гидротермальных) подчеркивает их генетическую связь.

Можно привести немало примеров отечественных и зарубежных месторождений, где наблюдается связь оруденения с малыми ин-

трузиями. Например, полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья С. С. Смирнов приурочивает к малым интрузиям (гранит-порфирам, гранодиоритам) послеверхнеюрского возраста. Шахтаминское молибденовое месторождение Восточного Забайкалья располагается среди послеюрских гранитов, прорванных многочисленными дайками лампрофиров, диорит-порфиритов и гранитоидов. Эти дайки представляют собой малые интрузии, с которыми парагенетически связаны кварц-молибденитовые жилы.

На Березовском месторождении золота на Урале рудные жилы залегают поперек даек безрезитов, сложенных минерализованными гранит-порфирами. Дайки последних точно так же, как и золото-кварцевые жилы, являются, по-видимому, производными Шарташского гранитного интрузива, расположенного в 5—7 км юго-западнее месторождения.

СВЯЗЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ФОРМАЦИЯМИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Многочисленные месторождения полезных ископаемых (как рудные, так и нерудные) залегают среди толщ осадочных пород и образовались одновременно с ними. Осадочные месторождения и вмещающие их породы входят в состав определенных формаций, характеризующихся соответствующим литологическим составом и строением, зависящих от физико-географических условий их образования. По присутствию в данном районе определенной формации осадочных пород можно судить о перспективности этого района в отношении полезных ископаемых и давать верное направление поисковым работам. Поэтому знание состава, строения и возраста, а также условий залегания и последовательности напластования осадочных или вулканогенных пород, с которыми связаны месторождения осадочного генезиса, имеет первостепенное значение в практике геологоразведочного дела.

Так, месторождения каменного угля залегают в осадочных породах различного возраста, но в каждом угленосном районе промышленные залежи углей приурочены к определенным по возрасту и составу отложениям. Например, в Донбассе возраст угленосных отложений средне- и частично верхнекарбонный. Они представлены главным образом прибрежно-морскими песчано-глинистыми породами с тонкими прослоями углей и известняков. В Кузбассе наиболее мощные и продуктивные угленосные отложения балахонской и ерунаковской свит относятся к нижней и верхней перми и представлены однообразной толщей песчано-глинистых осадков с пластами углей. Угленосные отложения Иркутского бассейна относятся к средней юре и сложены глинами, глинистыми сланцами, песчаниками и пластами углей.

Месторождения ископаемой соли в большинстве случаев приурочены к отложениям пермской системы. Таково, например, Славянско-Артемовское месторождение каменной соли в Донбассе, нижнепермская соленосная толща которого представлена соленосными глинами, ангидритами и пластами соли. На знаменитом

Верхнекамском месторождении соленосная толща относится к кунгурскому ярусу пермской системы и образована слоями мергелей, гипсоносных глин и пластами каменной и калийно-магниево-солей.

Очень важное прикладное значение имеет формационный анализ и для рудных месторождений. Для СССР вопрос о рудных формациях обстоятельно рассмотрен в книге И. Г. Магакьяна (1969).

Иногда рудные месторождения строго приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам. Так, керченские и таманские железорудные месторождения связаны с неогеновыми отложениями. Рудные пласты залегают здесь среди песчано-глинистых и известковистых осадков киммерийского яруса. В Аятском железорудном месторождении, находящемся в Кустанайской области, пласты бурых железняков расположены среди верхнемеловых осадков — глин и песков.

Для наиболее крупных железорудных месторождений Западной Европы — эльзасс-лотарингских — установлена связь с юрскими отложениями — глинистыми сланцами, известняками и песчаниками.

Месторождения марганцевых руд Советского Союза приурочены главным образом к палеогеновым отложениям. Так, например, Чиатурское и Никопольское осадочные месторождения марганца, имеющие мировую известность, связаны с олигоценовыми кремнистыми осадками; Полуночное месторождение марганца на Северном Урале также залегает в опоковых глинах палеогена.

Некоторые осадочные месторождения (углей, бокситов, фосфоритов, огнеупорных глин) формируются при колебательных движениях моря. Накопление осадков происходило закономерно и периодически. Такая закономерность получила наименование циклической седиментации. Кратко рассмотрим ее на примере месторождений углей.

При опускании суши и трансгрессии моря происходят затопление ранее образовавшегося пласта угля и перекрытие его морскими осадками (известняками или глинистыми сланцами). При поднятии суши и регрессии моря морские осадки выходят на поверхность и подвергаются континентальной эрозии. На эродированную поверхность морских осадков (известняков) с несогласием ложатся континентальные осадки (песчаники), а потом глины, образующиеся в процессе выветривания. В прибрежной зоне, в болотах, лагунах и заливах происходит образование торфа, который переходит в каменный уголь.

Затем вновь происходят опускание суши и трансгрессия моря, затопление угольных пластов, перекрытие их морскими осадками и т. д. (рис. 5). Число циклов в отдельных месторождениях может исчисляться десятками.

Некоторые рудные залежи образуются в определенных горизонтах вулканогенных пород. Так, колчеданные месторождения Среднего Урала залегают среди эффузивно-туфосланцевой форма-

ции нижнепалеозойского возраста — от верхнего силура до среднего девона и даже карбона. Эта стратиграфическая приуроченность колчеданных месторождений к нижнепалеозойским эффузивам имеет руководящее значение для их поисков.

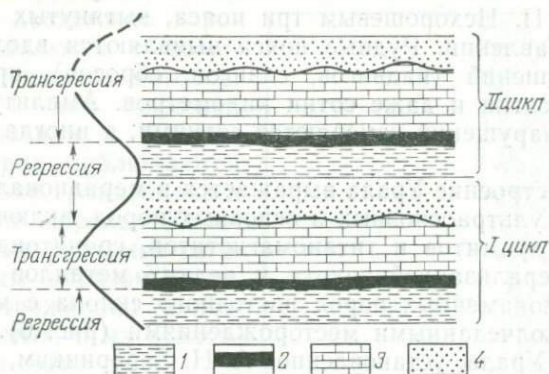


Рис. 5. Схема цикличности осадкообразования месторождений ископаемых углей.

1 — глины континентальные, образующиеся при выветривании; 2 — каменный уголь, образованный в прибрежной зоне за счет торфа; 3 — известняки морские; 4 — песчанники континентальные.

Вышеописанные примеры связи месторождений полезных ископаемых с различными геологическими формациями убедительно показывают роль и значение стратиграфических критериев в деле поисков и разведки месторождений полезных ископаемых.

ГЛУБИННЫЕ ДОЛГОЖИВУЩИЕ РАЗЛОМЫ И РОЛЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ОБРАЗОВАНИИ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Магматические породы и связанные с ними эндогенные месторождения во многих районах приурочены к крупным тектоническим элементам. К ним относятся вытянутые в длину складки, надвиги, сбросы, зоны расщепления и дробления, границы между геосинклинальными и платформенными областями и, наконец, так называемые глубинные разломы. Эти тектонические элементы, контролирующее размещение месторождений полезных ископаемых, имеют обычно линейное расположение и образуют своеобразные пояса. Например, богатый рудный пояс Тянь-Шаня протяженностью около 700 км, по мнению В. И. Смирнова (1944 г.), приурочен к границе палеозойской платформы Северного Тянь-Шаня и геосинклинальной области Южного Тянь-Шаня. Вдоль этой границы прослеживается серия разломов, послуживших путями для внедрения поздневарисских интрузий и циркуляции минерализующих растворов. Однако, по данным Ф. И. Вольфсона (1953 г.), оруденение развивается не в основных тектонических нарушениях,

следующих вдоль пояса, а в сопряженных с ними боковых трещинах.

К рудным поясам, образованным на границах областей различного геологического строения, В. М. Крейтер (1956 г.) относит район Алтая. Здесь отчетливо выделяются установленные еще в 1948 г. В. П. Нехорошевым три пояса, вытянутых в северо-западном направлении. Рудные пояса выявляются вдоль дизъюнктивных нарушений (надвигов, сдвигов, сбросов), прослеживающихся на десятки и даже сотни километров. Амплитуды перемещения этих нарушений измеряются сотнями, а иногда и тысячами метров.

Поясовое строение Урала выражается в меридиональном расположении зон ультраосновных и основных пород, включающих месторождения хромитов и титаномагнетитов, гранитондных интрузивов с минерализацией золота и редких металлов и, наконец, полосы зеленокаменных пород восточного склона с многочисленными медноколчеданными месторождениями (рис. 6). Это поясовое строение Урала, установленное А. Н. Заварицким, Б. М. Романовым и А. А. Ивановым, несомненно вызвано тектоническими процессами.

Полиметаллическая провинция Восточного Забайкалья является примером связи рудных поясов со складчатыми зонами. Впервые ее поясовое строение подметил в 1941 г. С. С. Смирнов, который установил здесь три пояса: центральный с оловянно-вольфрамовым оруденением, северо-западный с молибденовым и юго-восточный с полиметаллическим оруденением. Более детальное поясовое строение Восточного Забайкалья изучено Д. И. Горжевским и В. Н. Козеренко (1956 г.), которые выделили здесь семь структурно-фациальных зон. Каждая из этих зон имеет свои особенности геологического строения, выражающиеся в различии фаций и мощностей зон, отличии их морфологии и структур и, наконец, в разных типах интрузивных проявлений и характере метаморфизма.

А. Г. Бетехтин (1955₁), рассматривая жильные месторождения Рудных гор, предположил связь их с магматическим очагом, который располагается на значительной глубине, возможно даже ниже известной нам части литосферы. Он исходит из того, что общая длина тектонических нарушений, вдоль которых прослеживаются одинаковые интрузивные тела, составляет сотни и даже тысячи километров. Кроме того, данные сейсмических исследований, полученные за последнее десятилетие при изучении глубокофокусных землетрясений, показывают, что эпицентры их располагаются на глубинах от 30 до 700 км, т. е. геологические процессы происходят в глубинных частях литосферы.

Особенно большое значение как рудоконтролирующие тектонические элементы имеют глубинные разломы. Это зоны подвижного сочленения крупных блоков земной коры и подстилающей части верхней мантии, обладающие протяженностью до многих сотен и даже тысяч километров при ширине до десятков километров (Глубинные разломы, 1964; Геологический словарь, 1973).

Глубинные разломы развиваются в течение очень длительного геологического времени, измеряемого периодами и эрами, поэтому они носят название «долгоживущих». На поверхности земли зоны глубинных разломов представлены сгущением субпараллельных разрывных нарушений, а на глубину они достаточно хорошо прослеживаются с помощью геофизических методов. Магматизм в них выражен поясами основных и ультраосновных пород, наблюдаются также интрузии гранитоидов и вулканические породы. К зонам глубинных разломов тяготеют главным образом эндогенные месторождения полезных ископаемых, а из осадочных — угли и соли.

В СССР учение о глубинных разломах развивалось А. Н. Заварицким, Ю. А. Кузнецовым, В. М. Силицыным, А. В. Пейве, В. Е. Хаиным и др., за рубежом — Б. Зандером, Г. Клоосом, Г. Штилле, Г. Беньоффом.



Рис. 6. Схема поясного строения Урала

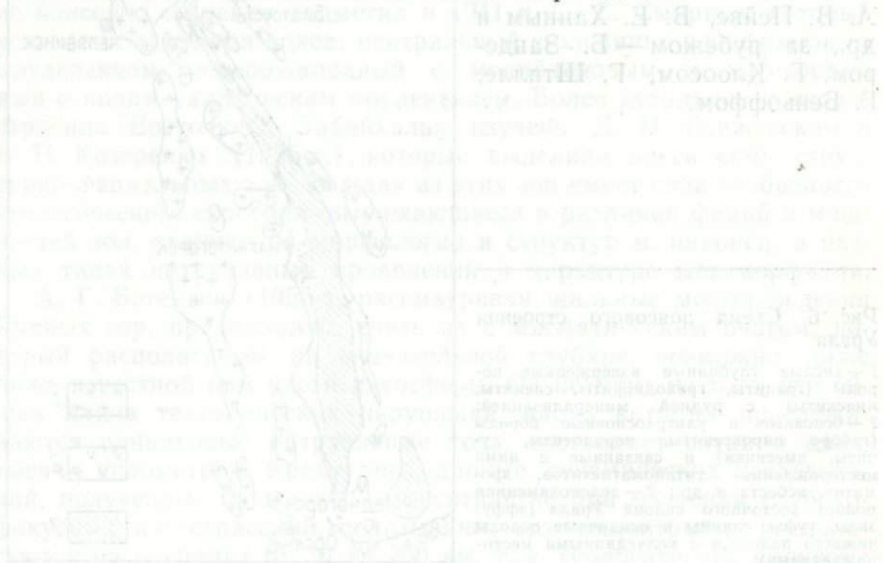
1 — кислые глубинные изверженные породы (граниты, гранодиориты, сиениты, миакинты) с рудной минерализацией; 2 — основные и ультраосновные породы (габбро, пироксениты, перидотиты, дуниты, змеевикиты) и связанные с ними месторождения титаномагнетитов, хромитов, асбеста и др.; 3 — зеленокаменная полоса восточного склона Урала (эффузивы, туфы, сланцы и осадочные породы нижнего палеозоя с колчеданными месторождениями)

Глубинные разломы и связь с ними магматических образований и рудных месторождений изучал А. В. Пейве (1956 г.). По его мнению, глубинные разломы во всех случаях обуславливают пути движения, а во многих случаях и размещение в земной коре магматических масс. С различными типами глубинных разломов и сопровождающих их поверхностных структур связана магматиче-

ская деятельность различного типа. А. В. Пейве установил приуроченность к глубинным разломам траппов Сибирской платформы и различных магматических пород геосинклинальных областей. Эндогенные месторождения так же, как и магматические образования, связаны с глубинными разломами: зоны глубинных разломов и трещины фундамента служили путями движения рудных веществ, в них сосредоточено большинство промышленных эндогенных месторождений.

Наиболее крупными тектоническими элементами являются океанические зоны Беньоффа. В. Е. Хаин (1973 г.) с позиции тектоники плит по-новому рассматривает развитие геосинклиналей, протекающее в обстановке растяжения—сжатия. При этом и образуются зоны Беньоффа, вдоль которых происходит погружение блоков океанической коры с выплавлением андезитовых и гранитных магм, отщепляющих рудные флюиды.

Советские ученые показали, что в пределах каждого рудного пояса положение отдельных рудных зон и разломов определяется крупными тектоническими элементами—глубинными разломами. Они могут быть выявлены как путем геологического картирования, так и геофизическими методами. Это реально существующие крупные тектонические нарушения, контролирующие размещение магматических тел и связанных с ними месторождений.



ФОРМЫ РУДНЫХ ТЕЛ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения полезных ископаемых по относительному возрасту руды и вмещающей породы могут быть подразделены на сингенетические и эпигенетические.

Сингенетические месторождения образуются близко одновременно с вмещающими их горными породами. В этом случае горные породы и руды формируются в результате общего геологического процесса. К сингенетическим месторождениям относятся некоторые магматические месторождения, образующиеся в процессе дифференциации магмы, как, например, месторождения платины и хромита в дунитах. Осадочные месторождения, образующиеся в результате выпадения минерального вещества на дне водных бассейнов, являются типично сингенетическими, как, например, пластовые залежи углей, солей или пластовые месторождения железных, марганцевых, алюминиевых и других руд.

Эпигенетические месторождения образуются позднее вмещающих горных пород. Формирование рудных тел и вмещающих пород этих месторождений обычно происходит в результате различных геологических процессов. Например, вмещающие горные породы могут образовываться осадочным путем на дне водных бассейнов, а спустя длительный геологический период в этих же породах по плоскостям их напластования или порам могут отложиться минеральные вещества из гидротермальных растворов. Кроме того, как в изверженных, так и в осадочных горных породах могут возникнуть тектонические трещины, вдоль которых впоследствии иногда образуются рудные тела. Наиболее характерные эпигенетические тела — рудные жилы.

ПУТИ ДВИЖЕНИЯ РУДОНОСНЫХ РАСТВОРОВ

Для эпигенетических месторождений рудное вещество не образуется на месте, а проникает извне. Поэтому важно знать, каким путем могли проникнуть во вмещающие породы минеральные вещества.

Пути движения рудоносных растворов служат зоны надвигов, сбросов, расланцевания, трещины, поверхности напластования в осадочных и осадочно-вулканогенных породах, поры и полости в осадочных и эффузивных породах и др. Различают первичные и вторичные проводящие каналы.

К первичным проводящим каналам относятся поры в осадочных породах, которые могут составлять от 5 до 15% объема породы; пузыри и полости в эффузивах, образующиеся во время

выделения газов; поверхности напластования. Все они возникают в процессе образования самой породы, одновременно с ней.

К вторичным проводящим каналам относятся полости, образующиеся в породах вследствие их растворения; например пустоты и пещеры в карбонатных и гипсоносных породах; трещины в изверженных породах, образованные при их остывании из расплавов (контракционные трещины); трещины в осадочных породах, возникающие при их химических изменениях (сокращение объема известняков при переходе их в доломиты); наконец, тектонические или дислокационные трещины, образующиеся при деформациях скола или растяжения. Последние имеют особенно большое значение в рудообразовании и подробно рассматриваются в учении о структурах рудных полей и месторождений.

Следовательно, вторичные каналы возникают после того, как порода уже сформировалась.

По отношению к процессам образования месторождений пути движения рудоносных растворов могут быть подразделены на рудоподводящие, рудовмещающие и рудораспределяющие.

Рудоподводящие — это каналы, по которым поступают рудообразующие расплавы и растворы из глубинных частей Земли. Обычно они представлены крупными разломами, вдоль которых располагаются отдельные месторождения.

Рудораспределяющие — это каналы, по которым рудообразующие растворы могли отводиться вверх и в стороны от рудоподводящих каналов к участкам рудоотложения. Это обычно система трещин или водопроницаемых пластов, сопряженных с рудоподводящим каналом.

Рудовмещающие — это трещины, полости и вообще благоприятные участки горных пород, локализирующие рудные тела и определяющие их форму, размеры, а иногда и их внутреннее строение.

ФОРМЫ РУДНЫХ ТЕЛ

Рудные тела в зависимости от геометрической формы подразделяются на три группы: изометричные, плитообразные и столбообразные (табл. 7).

Изометричные тела имеют приблизительно одинаковые измерения в различных направлениях. Рудные тела изометричной формы встречаются нечасто.

Плитообразные тела имеют формы, вытянутые в двух направлениях. К ним относятся пласты и жилы, широко распространенные среди рудных и нерудных месторождений.

Столбообразные тела вытянуты в одном направлении, обычно по падению; в поперечном сечении они имеют округлую, линзовидную и неправильную формы.

Кроме того, выделяются еще сложные тела, представляющие собой группу тел различной формы, занимающих в совокупности значительное пространство.

Классификация тел месторождений полезных ископаемых по их форме

По геометрическому признаку	По взаимоотношению с вмещающими породами	
	Сингенетические тела	Эпигенетические тела
Изометрические тела	Шток, гнездо, вкрапленность	Шток, гнездо, вкрапленность
Плитообразные тела	Пласт, линза, чечевица	Жила, седловидная жила, линза, чечевица
Столбообразные тела	—	Трубка, столбообразное тело, столбчатая жила
Сложные тела	Сложный пласт	Штокверк, сложная жила, сетчатая жила, лестничная жила

Формы тел сингенетических месторождений

Изометричные тела среди сингенетических месторождений не имеют большого распространения.

Шток — относительно крупное изометрическое тело, размер которого в поперечнике от нескольких метров до десятков метров. Примером могут служить штоки некоторых магматических месторождений хромита и графита.

Гнездо — небольшое изометрическое тело, размер которого в поперечнике измеряется от долей метра до нескольких метров. Примером гнездообразных тел являются месторождения хромитов и платиноносных хромитов в ультраосновных породах. Гнезда указанных месторождений бывают представлены как сплошными, так и вкрапленными рудами. Нередко оба типа руд присутствуют совместно.

Пласт — плитообразное тело, вытянутое по простиранию и падению от сотен до нескольких тысяч метров, но имеющее сравнительно небольшую мощность — от нескольких сантиметров до десятков метров. Пласт — распространенная форма тел, характерная для крупных сингенетических месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Таковы пластовые месторождения углей Донбасса, Кузбасса, Караганды, Кизела; Соликамское и Артемовское месторождения солей; Южнорусское и Каратауское месторождения фосфоритов; Чиатурское и Никопольское месторождения марганцевой руды; Керченское и Аятское (Урал) месторождения железной руды.

К числу сложных сингенетических тел относится сложный пласт, состоящий из многочисленных чередующихся рудных и нерудных пропластков; например, на Чиатурском месторождении марганца установлено от пяти до двенадцати рудных пропластков (прослоев) при мощности каждого из них от нескольких сантиметров до 0,5 м.

Многие осадочные месторождения железных руд также имеют сложную форму рудных тел. Например, в Нижне-Ангарском месторождении Красноярского края рудный горизонт состоит из 11 рудоносных пачек, причем каждая пачка состоит из многих чередующихся рудных и нерудных слоёв.

Сложные пласты часто наблюдаются на месторождениях ископаемых углей.

Линза представляет собой как бы сжатое изометричное тело, имеющее максимальную мощность в центре и сходящую на нет к краям (например, линзообразные тела углей Подмосковского бассейна).

Чечевица отличается от линзы большей мощностью, но меньшими общими размерами.

Формы тел эпигенетических месторождений

Шток — форма рудного тела в эпигенетических месторождениях — встречается нечасто. Подобные тела известны в некоторых скарновых месторождениях (гора Магнитная на Урале) и в гидротермальных полиметаллических месторождениях (Нерчинские Восточного Забайкалья).

Гнездо — тела в форме гнезд более обычны: они встречаются в скарновых месторождениях железных, медных и вольфрамовых руд, а также в некоторых гидротермальных полиметаллических месторождениях.

Штоки и гнезда слагаются как сплошными (массивными), так и вкрапленными рудами. Из месторождений прожилково-вкрапленных руд большое значение имеют медные и молибденовые месторождения СССР (Коунрад, Алмалык) и США (Бингхем).

Жилой называется тело, образовавшееся в результате выполнения трещины минеральным веществом. Нередко жилы образуются и в результате метасоматического замещения вмещающих пород. В зависимости от способов образования различают жилы выполнения и жилы замещения. Среди эпигенетических месторождений жилы развиты очень широко. В форме жил встречаются месторождения медных, свинцово-цинковых руд, золота, серебра, олова, вольфрама, молибдена, ртути, сурьмы и др. Жилы имеют различные формы и размеры; встречаются жилы протяженностью в несколько километров (например, Дегтярская медноколчеданная жила на Урале и др.). С другой стороны, известны и небольшие жилы.

В зависимости от характера залегания различают *пластовые жилы*, согласные с напластованием вмещающих пород, и *секущие жилы*, располагающиеся несогласно с напластованием или сланцеватостью пород. Жилы или линзы, не выходящие на поверхность и выклинивающиеся на глубине, называются *слепыми*. Выявление слепых тел — очень важная и актуальная задача, которая разрешается главным образом с помощью геофизических методов разведки.

Жилы, выполняющие полости отслоения в сводовых частях антиклинальных складок, называются *седловидными* (рис. 7). Такие жилы известны на Рудном Алтае среди полиметаллических месторождений и на золоторудном месторождении Бендиго в Австралии.

Иногда размер жил по простиранию значительно меньше, чем по падению, тогда жилы называются *столбчатыми* (рис. 8). На-

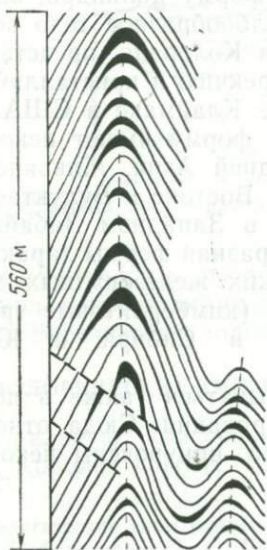
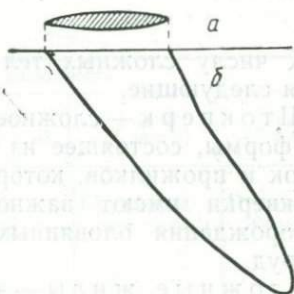


Рис. 7. Система седловидных золотоносных жил месторождения Бендиго. Внизу одна из жил в поперечном разрезе.

1 — песчаники; 2 — сланцы; 3 — золотоносный кварц



Рис. 8. Столбчатая жила: а — в плане, б — проекция на плоскость падения



пример, на Мелентьевском месторождении в Миасском районе рудное тело, представленное сплошными сульфидными рудами, в плане имеет размер по простиранию 30 м, мощность около 1—2 м, а протяженность его по падению около 250 м. Подобную форму имеют жилы Карабашского колчеданного месторождения, размер которых по падению в два-три раза больше, чем по простиранию.

Часто жилы имеют боковые ответвления, называемые апофизами. При значительном числе апофиз жила носит название *ветвящейся*.

Линзы среди эпигенетических месторождений встречаются часто. Рудные тела в форме линз известны на Красноуральском колчеданном месторождении, алтайских полиметаллических месторождениях и др.

В колчеданных и полиметаллических месторождениях иногда встречаются тела, имеющие форму чечевицы. Они очень характерны для Пышминско-Ключевского медно-кобальтового месторождения на Урале.

Столбообразные тела имеют форму цилиндра, вытянутого по падению. К ним относится столбообразное тело золоторудного месторождения Булл-Доминго в Колорадо, представляющее собой оруденелю вулканическую брекчию в кристаллических сланцах, и молибденовое месторождение Клаймакс в США.

В Советском Союзе столбообразную форму имеют некоторые свинцово-цинковые месторождения Средней Азии, Микояновское оловорудное месторождение на Дальнем Востоке и Булуктаевское вольфрам-молибденовое месторождение в Западном Забайкалье.

Трубообразная, а иногда и воронкообразная формы характерны для многих рудных тел Ангаро-Илимских железорудных месторождений. В форме трубообразных тел (кимберлитовые трубки) встречаются месторождения алмазов в Сибири и Южной Африке.

Столбообразные тела могут образовываться также в поверхностных условиях при процессах выветривания. Сюда относятся карстовые полости, к которым, например, приурочены некоторые месторождения урановых руд.

К числу сложных тел эпигенетических месторождений относятся следующие.

Штокверк — сложное тело неправильной, иногда изометричной формы, состоящее из густой сети различно ориентированных жилков и прожилков, которые нередко пересекаются между собой. Штокверки имеют важное практическое значение как крупные месторождения оловянных, вольфрамовых, молибденовых и других руд.

Сложные жилы — это система жил, прожилков, линз и чечевиц, приуроченных к зоне расщеливания или смятия (рис. 9). Они образуются вследствие выполнения минерализованными растворами сложной сети тонких, более или менее параллельных трещин. Сложные жилы обнаружены на Пышминско-Ключевском медно-кобальтовом месторождении на Урале, в некоторых золоторудных месторождениях Сибири и Казахстана, некоторых полиметаллических месторождениях и др.

Двойные жилы представляют собой совокупность двух рудных жил или рудной жилы с минерализованной дайкой, залегающих согласно и примыкающих одна к другой. Сложные и двойные жилы описаны А. П. Смолиным (1975) для золоторудных месторождений Казахстана.

В сетчатой жиле, имеющей сложную форму, слагающие ее жилки идут в разных направлениях и часто пересекаются.



Рис. 9. Сложная жила, расположенная в мощной зоне смятия. Берикунское золоторудное месторождение. По А. П. Смолину

Лестничные жилы — это система маломощных параллельных жил, пересекающих дайку изверженной породы. Наблюдаются они на Березовском золоторудном месторождении Урала.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУДНЫХ ТЕЛ

Оригинальную классификацию форм рудных тел предложили А. В. Королев и П. А. Шехтман (1965). По отношению к залега-

Таблица 8

Морфологические типы рудных тел

По А. В. Королеву и П. А. Шехтману

Группа и подгруппа	Форма тел и их размерность				
	Плита (Д, Ш, м)	Линза (Д=Ш > м)	Лента (Д, ш > м)	Брусковидное тело (Д, ш = м)	Гнездо (Д=ш=м)
Согласные слабо волнистые изогнутые	Рудный пласт	Рудная залежь	Рудная лента	Брусковидное тело	Рудное гнездо
—	—	Куполовидная залежь	Седловидная залежь	—	—
Секущие	Рудная жила	Рудный диск	Рудный столб	Трубчатое тело	Рудный шток
Контактовые согласные	Контактовая пластообразная залежь	Контактовая залежь	Контактовая рудная лента	—	—
секущие	Контактовая рудная жила	Контактовый рудный диск	—	Контактовый рудный столб	—

нию вмещающих пород они делят рудные тела на три группы (табл. 8): согласные, секущие и контактовые. Длина, ширина и мощность их соответственно обозначаются буквами d (Д), $ш$ (Ш), $м$ (М), причем строчные буквы даются для малых значений, а прописные буквы — для больших значений этих параметров. В соответствии с этим выделяется пять основных форм рудных тел для каждой группы:

- 1 — плитообразная ($Д, Ш, м$);
- 2 — линзообразная ($Д=Ш>м$);
- 3 — лентообразная ($Д, ш>м$);
- 4 — брускообразная ($Д, ш=м$);
- 5 — изометричная ($д=ш=м$).

ЭЛЕМЕНТЫ ЗАЛЕГАНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ И ИХ ОТНОШЕНИЯ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ

Элементы залегания позволяют определить пространственную ориентировку рудных тел, что необходимо в практике геологических исследований и разведочных работ. Элементы залегания месторождений следующие: простирание, падение, склонение и ныряние. Поскольку два первых элемента являются общеизвестными, они подробно рассматриваться не будут.

Простирание измеряется углом в горизонтальной плоскости между вытянутостью рудного тела и направлением магнитного меридиана.

Падение определяет наклон рудного тела к горизонту и измеряется углом в вертикальной плоскости, перпендикулярной к линии простирания.

Склонение характеризует наклон рудного тела в плоскости падения и измеряется углом между линией простирания и наибольшей вытянутостью тела. Склонение определяется в горных выработках путем замера компасом пространственного положения линий, ограничивающих рудное тело по простиранию. Плоскость падения — это продольная плоскость тела, проходящая через линию простирания и линию падения (рис. 10). Знание склонения имеет большое значение для разведочного дела. Многие ошибки, допущенные при разведке рудных тел на глубину, объясняются неправильным определением склонения.

Предположим, что рудная жила имеет северное склонение, но точно это не установлено, и считается, что она в плоскости падения симметрично сходится к центру. Запроектированная в таком случае глубокая скважина, устье которой находится против середины выхода рудной жилы, может не обнаружить ее на глубине (рис. 11). Для того чтобы подсечь жилу на глубине в ее средней части, следует скважину проектировать не против середины выхода жилы, а значительно севернее.

Ныряние, или скатывание, особенно характерно для столбообразных рудных тел. Оно измеряется углом между осью тела и ее горизонтальной проекцией. При крутом падении рудных

тел угол ныряния мало отличается от угла склонения. В случае более пологих углов падения рудных тел разница между нырянием и склонением становится заметной. Обычно этим элементом руководствуются при задании наклонных шурфов или шахт, которые должны следовать по направлению оси тела. Угол ныряния определяет положение оси тела и тем самым определяет положение его в пространстве.

Контакты рудного тела с вмещающими породами могут быть резкие и постепенные. В первом случае рудное тело обрывается, образуя с вмещающей породой резкий переход. Во втором — руд-

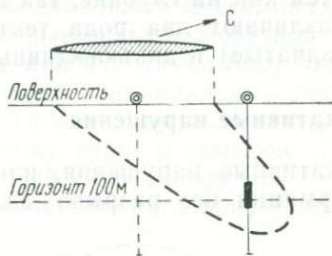
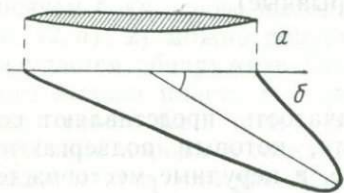


Рис. 10. Склонение рудной жилы:

a — в плане, *б* — проекция на плоскость падения

Рис. 11. Схема, показывающая необходимость учета склонения рудной жилы при ее глубинной разведке

ное тело постепенно переходит во вмещающую породу через зону затухающей рудной вкрапленности.

Выклинивание рудных тел по простиранию и падению может быть простое, тупое и сложное.

При простом выклинивании мощность рудного тела уменьшается постепенно, сходя на нет.

При тупом выклинивании мощность тела резко обрывается. Такое выклинивание не обязательно является показателем пострудного тектонического смещения. Это может быть естественное окончание рудного тела, когда на пути проникновения минерализующих растворов встречаются непроницаемые породы.

При сложном выклинивании рудное тело разделяется на ряд отпрысков. Такое сложное выклинивание очень характерно для пегматитов, но нередко оно встречается и в постмагматических месторождениях.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В формировании месторождений полезных ископаемых важную роль играют тектонические нарушения, которые по относительному возрасту подразделяются на три группы:

1) дорудные, возникшие до образования месторождений и подготовившие пути для проникновения минеральных веществ и места для отложения руд;

2) интратрудные (внутрирудные), образовавшиеся одновременно с формированием месторождений;

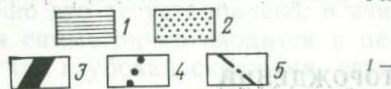
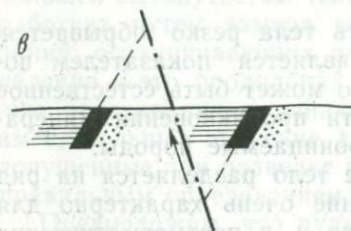
3) пострудные (послерудные), возникшие после образования месторождений.

В данной главе рассматриваются главным образом пострудные тектонические нарушения, которые вызывают существенные изменения рассмотренных ранее первичных форм тел, развитых на месторождениях. Изучение пострудных тектонических нарушений способствует выяснению морфологических особенностей месторождения, что нередко приводит к открытию смещенных частей рудных тел как на глубине, так и по простиранию месторождения.

Различают два рода тектонических нарушений: пликативные (складчатые) и дизъюнктивные (разрывные).

Пликативные нарушения

Пликативные нарушения, или складчатость, представляют собой деформации без разрыва сплошности, которым подвергаются и рудные, и нерудные месторождения полезных ископаемых.



Складчатость вызывается в основном действием боковых, или тангенциальных, сил. Она отчетливо проявляется на пластовых месторождениях, особенно резко на месторождениях каменного угля, соли, гипса, графита, глины. Кроме того, складчатости подвергаются пластовые тела, сложенные железными, марганцевыми, бокситовыми и другими рудами.

Большое значение при складчатых деформациях имеют физические свойства вещества, слагающего тело полезного ископаемого.

Рис. 12. Взаимоотношение двух моноклиналино залегающих пластов руды.

а — антиклиналь, *б* — синклинали, *в* — взброс.
1 — сланцы; 2 — песчаники; 3 — рудный пласт;
4 — конгломерат руды; 5 — линия сброса

Пласты полезных ископаемых могут быть жесткими — неподатливыми при складкообразовании или пластичными — податливыми. В первом случае пласты полезных ископаемых, сминаясь в складки, имеют выдержанную мощность, во втором — деформирующиеся пласты изменчивы по мощности.

Если сминаются в складки тела пластичные (соль, уголь, графит), мощность пласта увеличивается в сводах складки и уменьшается на ее крыльях. В деформированных пластовых месторождениях чаще наблюдается неравномерная мощность — она увеличивается в седлах и мульдах и уменьшается на крыльях складок.

При изучении складчатости месторождений иногда встречаются довольно сложные случаи, когда часть складчатой структуры уже уничтожена эрозией. Предположим, наблюдается выход двух крутопадающих параллельных пластов железной руды, залегающих среди песчаников и сланцев. Эти взаимоотношения могут быть объяснены трояко: 1) можно предположить антиклинальную складку, если будут найдены базальные гальки железной руды висячем боку левого выхода пласта или в лежащем боку правого (рис. 12, а); 2) можно допустить, что это синклиальная складка, если удастся обнаружить базальные гальки руды в лежащем боку левого выхода пласта и висячем боку правого (см. рис. 12, б); 3) это может быть пласт, разорванный сбросом, на что укажут одинаковые породы в лежащем и висячем боках левого и правого выходов пласта (см. рис. 12, в).

Дизъюнктивные нарушения

Дизъюнктивные нарушения сопровождаются разрывом сплошности тел; они бывают представлены сбросами, надвигами и сдвигами. Разрывные нарушения образуются преимущественно в результате действия радиальных сил, направленных по радиусам Земли.

Сброс — разрывное нарушение, сопровождающееся относительным перемещением по трещине частей тела полезного ископаемого в вертикальном направлении или близком к нему. Трещина, по которой происходит смещение, называется сбрасывателем, а смещенные относительно друг друга части рудного тела — крыльями. Крыло, располагающееся над сбрасывателем, называется висячим, а под сбрасывателем — лежачим. Линия пересечения сбрасывателя с горизонтом называется линией простираения сброса, а угол между плоскостью сбрасывателя и горизонтальной плоскостью — углом падения сброса.

Расстояние между одноименными точками лежачего и висячего крыльев по сбрасывателю носит название наклонной высоты сброса.

Кроме простых сбросов различают еще обратные сбросы, или взбросы.

Взброс — это вертикальное перемещение, связанное с поднятием по разрыву одного участка геологического тела относительно другого (рис. 13). Сброс отличается от взброса — при сбросе сбрасыватель падает в сторону опущенного крыла, а при взбросе — в сторону приподнятого крыла.

При *продольном сбросе* (рис. 14, а) простираения сбрасывателя и тела полезного ископаемого параллельны.

Поперечный сброс (см. рис. 14, б) характеризуется пересечением простирания сбрасывателя и простирания тела полезного ископаемого под углом, близким к прямому. При *диагональном сбросе* эти направления располагаются под косым углом. При изучении дизъюнктивных нарушений в полевых условиях наибольшие затруднения возникают при обнаружении *продольного сброса*, так как деформированное этим способом тело легко может быть принято за недеформированное. Для установления продольного сброса необходимо отличать вторичные тектонические контакты от первичных — истинных контактов рудных тел.

В зависимости от падения тела полезного ископаемого и падения сбрасывателя различают сбросы согласнопадающие — падение тела и падение сбрасывателя направлены в одну сторону, и сбросы несогласнопадающие — падение тела и падение сбрасывателя идут в разные стороны.

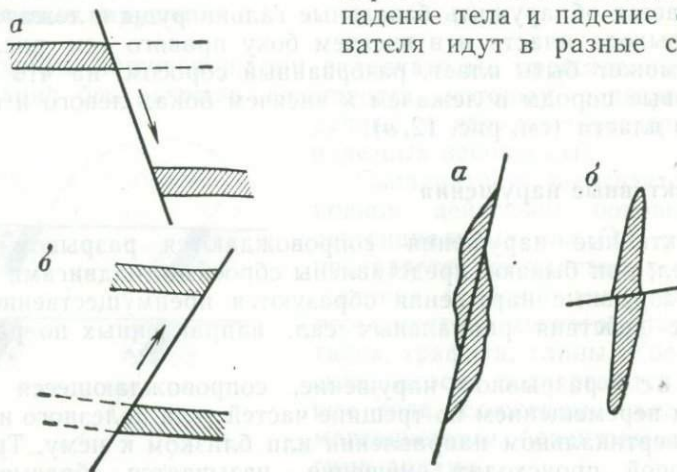


Рис. 13. Нормальный сброс (а) и взброс (б)

Рис. 14. Продольный (а) и поперечный (б) сбросы в плане

Сбросы бывают простые и сложные, или ступенчатые. Выше приводились примеры простых сбросов.

Сложные, или ступенчатые, сбросы характеризуются наличием нескольких сбрасывателей и нескольких смещенных участков рудного тела (рис. 15). Чаще всего наблюдаются сложные сбросы, т. е. целая система сбрасывателей, разрывающих рудное тело на несколько тектонических блоков.

Многочисленные нарушения представляют собой пострудные тектонические деформации разного возраста. При этих нарушениях вначале образуется одна система сбросовых трещин, затем другая, налагающаяся на первую и иногда пересекающая ее, затем может образоваться третья система и т. д. Примеры двукратного (рис. 16) и более сложного нарушения золоторудных жил приведены в книге А. П. Смолина (1975).

Различают *закрытые* и *открытые сбросы*. В случае закрытого сброса смещенные части рудного тела или вмещающих пород соприкасаются между собой — сбросовая трещина является как бы закрытой. В случае открытого сброса (рис. 17) смещенные части тела не соприкасаются, они разобщены, причем трещина может быть или полой,

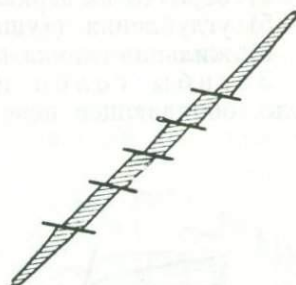


Рис. 15. Сложный, или ступенчатый, сброс

или выполнена минеральным веществом. Нередко в трещины сбросывателей внедряются пострудные дайки, которые облегчают прослеживание сбросов.

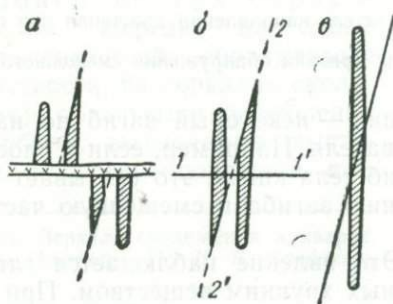


Рис. 16. Двукратное нарушение рудной жилы (схема).

a — общий вид нарушения, наблюдаемого в настоящее время (рудная жила, смещенная поперечным и диагональными сбросами); *б* — то же, после реставрации движения по плоскости *1-1'* — поперечного сброса (рудная жила, смещенная лишь одним диагональным сбросом); *в* — то же, после реставрации движения по плоскости *2-2'* диагонального сброса (первоначальное положение несмещенной рудной жилы со следом сбросовой трещины)

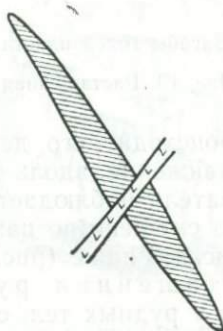


Рис. 17. Открытый сброс

Трещины сброса могут быть также выполнены минеральным веществом, образующимся в результате дробления и перетирания материала соприкасающихся стенок.

Признаки, указывающие направление движений при сбросах

При изучении тектонических смещений очень важно определить направление движения, так как, зная его, легко обнаружить смещенную и неизвестную до этого часть тела полезного ископаемого.

Для определения направления движения существует ряд геологических и структурных признаков:

- 1) загибы голов пласта;

- 2) растащенная руда;
- 3) характер вмещающих пород;
- 4) борозды на зеркалах скольжения;
- 5) углубления («ушибы») на поверхностях сбрасывателя;
- 6) жильная глина трения.

Загибы голов пласта. Если сброс захватывает рудное тело, обладающее некоторой пластичностью, то вдоль сбрасыва-

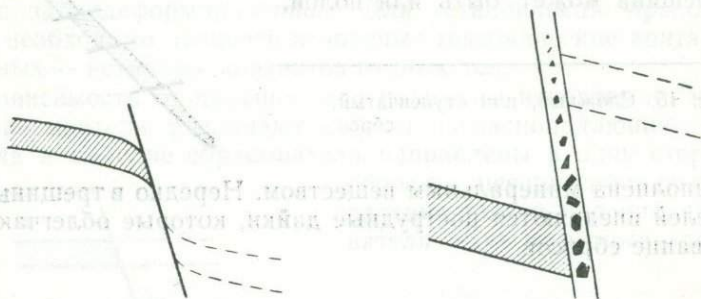


Рис. 18. Загибы голов пласта как указатель направления движения при сбросах

Рис. 19. Растащенная руда как признак обнаружения смещенного крыла

теля происходит его деформация — некоторый загиб по направлению движения, вдоль сбрасывателя. Например, если у плоскости сбрасывателя наблюдается изгиб тела книзу, это указывает на то, что тело смещено по направлению загиба и смещенную часть его нужно искать ниже (рис. 18).

Растащенная руда. Это явление наблюдается главным образом у рудных тел, сложенных хрупким веществом. При сбросе

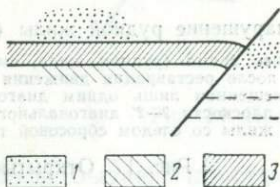


Рис. 20. Значение вмещающих пород для поисков смещенной части пласта.

1 — песчаники; 2 — сланцы; 3 — рудное тело

сах в этом случае образуются обломки руды, перемещаемые в направлении движения. На рис. 19 изображена растащенная руда кверху по сбросовой трещине, следовательно, смещенную часть рудного тела и надо искать выше.

Характер вмещающих пород. Данный признак имеет большое значение для определения направления смещения. Если, например, висячем боку рудного тела установлены песчаники, в лежащем боку — глинистые сланцы, а за выработкой, пересекающей сбрасыватель, обнаружены песчаники, это указывает на то, что встречен висячий бок рудного тела и смещенная часть залежи находится где-то ниже (рис. 20).

Борозды на зеркалах скольжения представляют собой систему тонких параллельных канавок, наблюдающихся на гладких поверхностях сбрасывателя, так называемых зеркалах скольжения. Наличие последних является верным признаком сброса. Борозды могут служить показателем направления движения (рис. 21).

Для того чтобы установить, в каком направлении происходило движение, достаточно провести кончиками пальцев по направлению этих шрамов и борозд. Направление движения будет более гладким, а обратное направление — шероховатым, занозистым. Это объясняется тем, что глубина борозд, возникающих при перемещении одной плоскости вдоль другой, уменьшается в направлении движения (см. рис. 20).

Углубления («ушибы») на поверхностях сбрасывателя. Нередко на одной из поверхностей сбрасывателя (в частности, на зеркалах скольжения) образуются углубления («ушибы»), вызываемые выступами на противоположной сто-

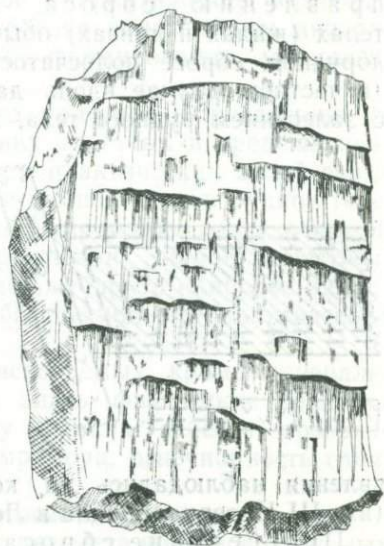


Рис. 21. Зеркало скольжения в кварце. Рудник Бестюбе. По В. В. Богданову

роне. Эти углубления имеют треугольную или полукруглую форму. При этом острие треугольника и выпуклая сторона полукруглости направлены в сторону движения.

Жильная глина трения представляет собой массу слоистого строения. Образуется за счет породы или руды в результате трения соприкасающихся между собой стенок. Она может иметь незначительную мощность (несколько миллиметров), но иногда измеряется дециметрами. Ориентировка слоистости в глинке помогает определению направления движения по сбросу.

Жильная глина может также служить и показателем амплитуды перемещения. Действительно, чем значительнее амплитуда перемещения, тем больше растёртого материала. Однако следует иметь в виду, что глина может быть и не тектонической, а супергенной, образующейся в зоне окисления месторождений.

ОТЛИЧИЯ ДОРУДНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ ОТ ПОСТРУДНЫХ

Пострудные тектонические нарушения нередко имеют значительное внешнее сходство с нарушениями дорудными. Рассмотрим некоторые отличительные признаки дорудных разрывных нарушений.

Различное поведение жилы по обе стороны сброса. Если сброс является дорудным, то жила с одной и с другой стороны сброса обычно различается по морфологии и текстурам руд. Например, перед сбросом мощность тела бывает большая, а за ним — меньшая. Перед сбросом наблюдалась преимущественно массивная, сплошная руда, а за сбросом встречена руда прожилково-вкрапленного характера и др.

Загибание первичной полосчатости жилы по направлению сброса. Первичная полосчатость в рудных телах (жилах и линзах) обычно согласна с их простиранием. При дорудном сбросе полосчатость загибается вдоль сбрасывателя (в частном случае вдоль дайки, рис. 22) и следует несогласно с залеганием рудного тела, иногда даже поперек его. Подобные

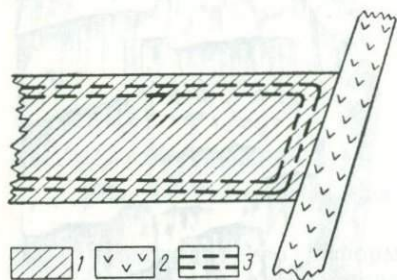


Рис. 22. Изгибание полосчатости руды в сульфидной жиле вдоль диабазовой дайки (дорудного сброса).

1 — сульфидная жила; 2 — диабазовая дайка; 3 — полосчатая руда

явления наблюдались на колчеданных месторождениях Урала (им. III Интернационала и Левиха).

Пересечение сброса рудными прожилками. Секущие прожилки представляют собой надежный критерий относительного возраста геологических тел. Если сместитель, выполненный глиной или другим минеральным веществом, дорудный, то можно наблюдать проникновение в него руды в виде секущих рудных жилок и прожилков, отходящих от основного рудного тела.

Наличие в сбросовой дайке продольных жилок. Если основное рудное тело примыкает к сбросовой дайке, а в последней наблюдаются рудные прожилки, параллельные контакту основного тела с дайкой, то это является достаточным критерием для утверждения, что руда моложе сброса. Для окончательного доказательства того, что сброс дорудный, следует еще установить общность вещественного состава и строения руды в основном рудном теле и прожилках дайки. Ф. И. Вольфсон (1965 г.) приводит многочисленные примеры постмагматических месторождений как в СССР, так и в зарубежных странах, когда оруденение моложе всех пород дайковой фации. К их числу относятся магнетитовые месторождения Урала, золото-кварцевые — Урала и Австралии, медноколчеданные — Урала, США, Испании, сульфидно-касситеритовые — Забайкалья, полиметаллические — Казахстана, США и др.

Под вещественным составом минерального сырья принято понимать минеральный и химический состав руд. Изучение вещественного состава имеет большое научное и практическое значение. Точные данные по составу руд и особенно парагенезису минералов способствуют выяснению условий формирования месторождения.

Знание минерального состава руд помогает определению их качества, выяснению содержания в них полезных и вредных примесей. Не менее важно для научных и практических целей выяснение закономерностей распределения компонентов в рудном теле, что позволяет наиболее рационально направлять разведочные и эксплуатационные работы на месторождении. Знание вещественного состава и структуры руд помогает выбирать наиболее рациональный метод их механического обогащения, металлургической плавки и химической переработки.

Для неметаллических полезных ископаемых кроме минерального и химического состава важно знать физические свойства сырья, например прочность и длину волокна асбеста, прозрачность слюды, электросопротивление мрамора, огнеупорность глин, полевого шпата, кварцита и т. д.

В рудах различают рудные и нерудные минералы.

Рудные минералы содержат ряд металлов, используемых в промышленности, например магнетит содержит железо, халькопирит — медь, галенит — свинец и т. д.

Нерудные, или сопровождающие, минералы сопутствуют рудным минералам. Руда редко состоит только из одних рудных минералов, в ней всегда присутствует некоторое количество нерудных минералов. К сопровождающим минералам относятся: а) оливин, пироксен, амфибол, встречающиеся в магматических месторождениях; б) гранат, пироксен, амфибол, хлорит, эпидот — в скарновых месторождениях; в) кварц, серицит, хлорит, карбонаты, барит, флюорит — в гидротермальных жилах¹ и др.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ И МИНЕРАЛОВ В РУДАХ

В месторождениях полезных ископаемых часто наблюдаются закономерные ассоциации химических элементов и минералов, называемые соответственно парагенезисом элементов и минералов.

Большое внимание парагенезису уделяли В. И. Вернадский и А. Е. Ферсман. А. Г. Бетехтин уточнил и развил это понятие,

¹ Нерудные минералы в жилах называются жильными.

**Парагенетические ассоциации элементов и минералов
в рудах эндогенных месторождений**

Руды	Ассоциации элементов	Парагенезис минералов
<i>I. Магматические месторождения в ультраосновных и основных породах</i>		
Хромитовые Медно-никелевые (сульфидные)	Cr, Fe, Mg Ni, Cu (Pt, Pd, Co)	Хромит, оливин, пироксен Пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит, минералы Pt и Co
<i>II. Пегматиты кислых и щелочных пород</i>		
Оловянно-воль- фрамо-литие- вые Монацитовые	Sn, W, Li TR — периевой группы, Th	Касситерит, вольфрамит, полевой шпат, кварц, слюда Монацит, полевой шпат, мусковит
<i>III. Постмагматические (скарновые) месторождения, связанные с гранитоидами</i>		
Железа	Fe (Ca, Al, Si)	Гематит, магнетит, гранаты, пирок- сены
Меди	Cu, Fe (Ca, Al, Si)	Пирит, пирротин, халькопирит, сфа- лерит, магнетит, гематит, гранаты, пироксены
<i>IV. Постмагматические (гидротермальные) месторождения, связанные главным образом с кислыми интрузивами</i>		
Кварц-касситери- товые	Sn (W, Mo)	Касситерит, вольфрамит, молибденит, висмутин, топаз, флюорит
Медные и медно- молибденовые (прожилково- вкрапленные руды)	Cu, Mo	Халькопирит, пирит, молибденит, кварц, серицит, андалузит
Свинцово-цинко- вые	Pb, Zn, Ag (Au, Cu)	Галенит, сфалерит, пирит, блеклые руды, халькопирит, аргентит, кварц, кальцит, барит, серицит
Золото-сульфид- ные	Au, Cu, Fe, Pb, (As, Bi, Zn)	Пирит, галенит, блеклые руды, сфа- лерит, арсенопирит, айкиннит, зо- лото, кварц, карбонаты
Колчеданные	Cu, Fe, S (Zn, Pb, Au, Ba)	Пирит, халькопирит, сфалерит, блек- лые руды, галенит, борнит, кварц, серицит, кальцит, барит

Примечание. В скобках приведены второстепенные ассоциации элементов.

предложив под парагенезисами минералов понимать не просто ассоциации всех совместно находящихся минералов, а определенные группы совместно образовавшихся минералов. В табл. 9, составленной по материалам А. Г. Бетехтина и др. (Курс месторождений полезных ископаемых, 1964) и И. Г. Магакьяна (1950), приведены некоторые парагенетические ассоциации важнейших элементов и минералов, встречающихся в месторождениях полезных ископаемых различных генетических типов.

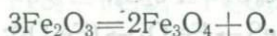
Парагенезис элементов и минералов, слагающих руды, имеет большое значение для поисково-разведочных работ и оценки месторождений полезных ископаемых. Если в дунитах, например, встречены шпиделииты хромита, то возможно нахождение в них и платины. Если габбро содержат пирротин и халькопирит, то в них может присутствовать и никельсодержащий сульфид — пентландит. В гранитных пегматитах, содержащих кристаллы сподумена, следует искать касситерит.

В месторождениях прожилково-вкрапленных руд наряду с сульфидами меди может находиться в промышленных количествах и молибденит, поэтому необходимо производить опробование таких руд на молибден. В колчеданных пиритных рудах помимо основных промышленных элементов (Cu, Au, Ag, S) постоянно присутствуют Zn, Cd, As и другие элементы, поэтому необходима комплексная переработка таких руд. Для латеритов характерно наличие в железной руде ценных примесей — никеля и хрома, позволяющих использовать их как природно-легированные руды.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ В РУДАХ, ПО А. Г. БЕТЕХТИНУ

А. Г. Бетехтин доказал (1950 г., 1955₂), какое большое значение для познания процессов рудообразования имеет изучение закономерных парагенетических ассоциаций в рудах.

Рассмотрим физико-химические условия образования сульфидов и окислов железа. Парагенетические ассоциации минералов в рудах зависят от температуры и состава растворов. Температура оказывает существенное влияние на устойчивость окислов и сульфидов железа. В воздухе, т. е. в условиях высокого парциального давления кислорода при температуре свыше 800°C, происходит термическая диссоциация гематита с переходом его в магнетит.



В земной коре с глубиной по мере понижения концентрации кислорода это превращение наступает при более низких температурах. Поэтому в парагенетических ассоциациях минералов, образующихся в глубинных условиях, гематит не встречается как ранний высокотемпературный минерал. На глубине образуется высокотемпературный магнетит в парагенезисе с пироксеном и гранатом. Но это не значит, что магнетит всегда является высокотем-

пературным минералом. Известны случаи нахождения низкотемпературного магнетита как в гидротермальных месторождениях в парагенезисе с сульфидами, так и в неметаморфизованных или слабометаморфизованных месторождениях железа типа коры выветривания в ассоциации с сидеритом и хлоритом (месторождения Халилово, Малкинское).

Таким образом, для магнетита в зависимости от температуры его образования возможны три парагенетические ассоциации:

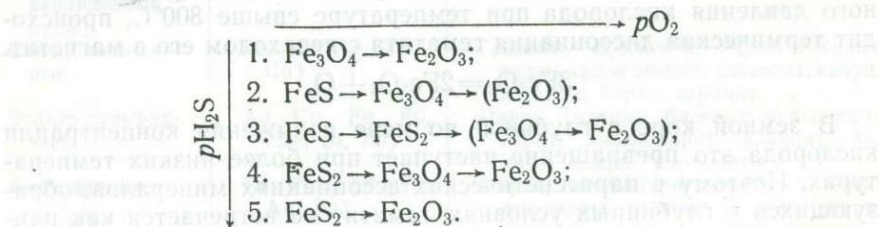
- 1) высокотемпературный магнетит в скарновых месторождениях в ассоциации с пироксеном и гранатом;
- 2) среднетемпературный магнетит гидротермальных месторождений в парагенезисе с сульфидами и гематитом;
- 3) низкотемпературный магнетит в месторождениях коры выветривания, ассоциирующий с сидеритом и хлоритом.

Та же термическая диссоциация при повышении температуры происходит и с пиритом, который при нагревании в запаянной трубке при температуре 575°C превращается в пирротин: $\text{FeS}_2 = \text{FeS} + \text{S}$. Однако в природных условиях пирротин встречается не только как высокотемпературный минерал. Минераграфические исследования показывают, что в большинстве гидротермальных месторождений пирротин выделяется одним из последних минералов. Например, на месторождении Тетюхе встречен пирротин гексагональной модификации в ассоциации с кальцитом. Такая модификация пирротина устойчива при температуре ниже 138°C .

Следовательно, в зависимости от температуры растворов парагенетические ассоциации минералов различны, поэтому нельзя по одному характерному минералу (в нашем случае по магнетиту или пирротину) судить о температуре образования руды. Лишь определенная парагенетическая ассоциация минералов может быть надежным температурным критерием.

Еще большее значение для последовательности выделения различных окислов и сульфидов железа имеет изменение состава растворов и, в частности, изменение соотношений концентраций кислорода и серы в процессе рудообразования.

Наблюдения по парагенезисам и последовательности образования минералов, относящихся к системе $\text{Fe}-\text{S}-\text{O}$, А. Г. Бетехтин (Основные проблемы..., 1955) сводит в следующую группу парагенетических рядов:



Примечание. Стрелка, направленная сверху вниз, показывает увеличение давления (концентрации) сероводорода ($p\text{H}_2\text{S}$)

в растворе; стрелки, направленные слева направо,— повышение в растворе концентрации кислорода (pO_2).

Рассмотрим эти парагенезисы на конкретных примерах. Парагенетические ассоциации минералов при различном давлении H_2S в этой группе таковы.

Ряд 1. В условиях очень низкого давления сероводорода при повышении концентрации кислорода в растворе вместо магнетита будет выделяться гематит, как, например, на Чатахском гидротермальном месторождении (Грузия). Во многих железорудных месторождениях в этих условиях происходит мартитизация магнетита.

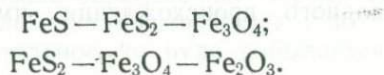
Ряд 2. При повышении концентрации сероводорода вначале образуется пирротин, который затем по мере увеличения концентрации кислорода в растворе замещается магнетитом, что наблюдается в жильных месторождениях медно-никелевых руд. Магнетит после полного исчезновения пирротина иногда замещается более поздним гематитом.

Ряд 3. В условиях более повышенного давления сероводорода пирротин при повышении кислородного потенциала в растворах замещается пиритом или марказитом. Замещение пирротина вторичным пиритом — широко распространенное явление. Реже встречаются псевдоморфозы по пирротину пирита с магнетитом, а иногда и с более поздним гематитом.

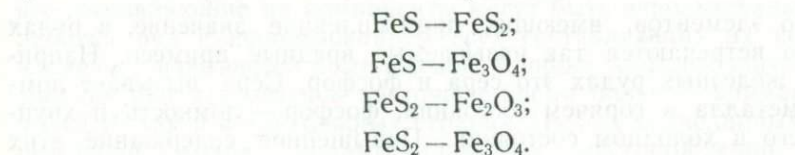
Ряд 4. При еще более повышенном давлении сероводорода первоначально выкристаллизовавшийся пирит в случае повышения концентрации кислорода замещается магнетитом. Такие взаимоотношения пирита с магнетитом наблюдаются в колчеданных рудах Карлушинского месторождения на Урале.

Ряд 5. При высоком давлении сероводорода вначале выпадает пирит, а после него при условии резкого повышения концентрации кислорода — гематит. Таковы, например, случаи выделения гематита после пирита в некоторых гидротермальных месторождениях Средней Азии, расположенных неглубоко.

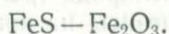
Парагенетические взаимоотношения минералов системы Fe—S—O графически представлены в виде плоской треугольной диаграммы (рис. 23). Минералы, формулы которых расположены в вершинах треугольников, составляют наиболее характерные парагенезисы:



Минералы, формулы которых соединены прямыми линиями, представляют собой возможный парагенезис:



Минералы, не соединенные линиями, не могут встречаться совместно.



Подобные парагенетические соотношения установлены и для системы $\text{Cu}-\text{Fe}-\text{S}$ (рис. 24).

По данным А. Г. Бетехтина, рудоотложение представляет собой сложный процесс и сопровождается неоднократным измене-

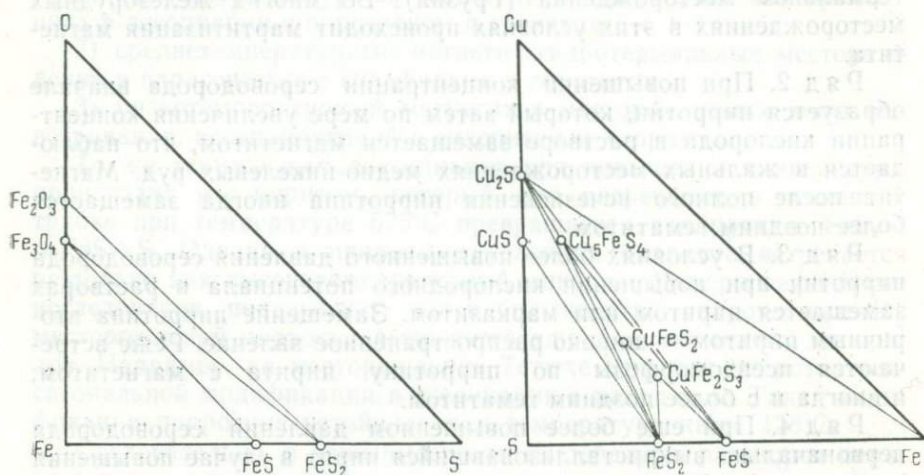


Рис. 23. Диаграмма парагенетических соотношений минералов в системе $\text{Fe}-\text{S}-\text{O}$.
По А. Г. Бетехтину

Рис. 24. Диаграмма состав—парагенезис в системе $\text{Cu}-\text{Fe}-\text{S}$. По А. Г. Бетехтину.

Cu_2S — халькозин; CuS — ковеллин; FeS_2 — пирит; FeS — пирротин; Cu_5FeS_4 — борнит;
 CuFeS_2 — халькопирит; CuFe_2S_3 — кубанит

нием в растворах режима серы и кислорода. Поэтому последовательность выделения минералов в рудах обусловлена не столько падением температуры, сколько изменением соотношений концентраций компонентов в растворах в процессе рудоотложения. Этим объясняется тот факт, что большинство минералов, особенно в рудах гидротермального происхождения, имеют несколько генераций.

ВРЕДНЫЕ И ЦЕННЫЕ ПРИМЕСИ В РУДАХ И КОМПЛЕКСНАЯ ПЕРЕРАБОТКА ПОСЛЕДНИХ

Помимо элементов, имеющих промышленное значение, в рудах нередко встречаются так называемые вредные примеси. Например, в железных рудах это сера и фосфор. Сера вызывает ломкость металла в горячем состоянии, фосфор — ломкость и хрупкость его в холодном состоянии. Повышенное содержание этих

элементов в руде снижает ее качество. Раньше железные руды с высоким содержанием этих примесей не разрабатывались. В настоящее время железные руды с содержанием серы выше нормы подвергаются специальной предварительной обработке. Например, магнетитовые сернистые руды горы Магнитной предварительно обогащаются путем магнитной сепарации, в результате чего отделяются сульфиды, вместе с которыми выводится и сера; после этого концентрат из магнетита пригоден для нормальной плавки.

Фосфористые руды раньше также не использовались для плавки. В 1879 г. инженер Томас разработал метод томасирования, позволивший из фосфорсодержащих чугунов выплавлять кондиционную сталь. Получаемый при этом так называемый томасов шлак — фосфористый продукт — идет на удобрение.

К числу нежелательных примесей в железных рудах относится цинк. Содержание цинка порядка 0,2% очень вредно потому, что цинк при плавке образует летучие соединения, которые разрушают кладку доменной печи. Нежелательной примесью такого же рода в железных рудах являются свинец и мышьяк.

Но в железных рудах присутствует и ряд ценных примесей. Полезной примесью является марганец, в тех или иных количествах содержащийся во всех железных рудах. Он улучшает свойства чугуна и стали — увеличивает их твердость и вязкость и парализует вредное влияние серы.

Ванадий — ценная примесь титаномагнетитовых руд и бурых железняков в осадочных месторождениях. Содержание его, измеряемое сотыми долями процента, уже является промышленным. Ванадийсодержащая сталь идет на изготовление ответственных частей авиационных и автомобильных моторов.

Никель содержится в составе силикатных минералов в месторождениях бурых железняков коры выветривания. Он легко восстанавливается и почти целиком переходит при плавке в чугун. Никель улучшает механические свойства металла и делает его более стойким по отношению к окислению. Содержание его в руде, измеряемое десятими долями процента, является промышленным.

Полезными примесями в железных рудах являются кобальт, медь, титан и хром, однако содержание трех последних элементов не должно быть выше определенной нормы. Иногда в железных рудах (бурых железняках) встречается золото; если содержание последнего значительное, то руда добывается не на железо, а на золото.

Что касается руд цветных металлов, то в них при современной технологии производства почти не существует вредных примесей; все составляющие их компоненты могут быть использованы. Переработка руд с использованием всех составляющих их полезных элементов называется комплексной. Вопросу комплексного использования руд уделяется в настоящее время большое внимание как в СССР, так и в зарубежных странах. Из руд колчеданных месторождений Урала, полиметаллических месторождений Алтая,

медно-никелевых месторождений Монче-Тундры и Норильска, золоторудных месторождений Урала, Сибири могут быть извлечены при комплексной переработке попутно с основными компонентами редкие металлы, рассеянные элементы, а также железо и сера в большом количестве.

КРИТЕРИИ И МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ОБРАЗОВАНИЯ РУД

Минералогические методы

Знание температур образования минералов, горных пород и руд имеет большое значение для решения ряда геологических проблем и определения условий образования месторождений полезных ископаемых.

Известны многочисленные методы и критерии определения температур образования минералов и руд (Ингерсон, 1958). Рассмотрим некоторые из этих методов.

Точка плавления. Опыты по плавлению некоторых минералов позволяют установить максимальную температуру, при которой эти минералы могут кристаллизоваться. Например, температура плавления самородного висмута 271°C , сурьмяного блеска 546°C , реальгара 314°C . Естественно, что руды, состоящие из самородного висмута, не могут образоваться при температуре выше 271°C , или руда, представленная реальгаром, не может образоваться при температуре выше 314°C .

Температуры превращений. При нагревании некоторых минералов при определенной температуре наблюдается переход от одной кристаллографической модификации к другой. Например, существует две модификации кварца¹: α -кварц и β -кварц, точка перехода для которых 575°C . Кристаллы α -кварца образуются при температуре выше 575°C ; они имеют форму гексагональной бипирамиды. Кристаллы β -кварца образуются при температуре ниже 575°C , они относятся к тригональной сингонии и представляют собой комбинацию удлиненной призмы с двумя ромбоэдрами.

Халькозин имеет также две модификации — гексагональную, образующуюся при температуре более 103°C , и ромбическую, образующуюся при температуре менее 103°C .

Распад твердых растворов. Определению температуры рудообразования помогают наблюдения закономерных срастаний минералов, получающихся в результате распада твердых растворов. К ним относятся, например, решетчатые структуры магнетита и ильменита, для которых температура распада установлена в 700°C . Распад гематита и ильменита происходит при 675°C .

¹ α - и β -модификации кварца даны по А. Е. Ферсману и др. В курсе минералогии А. Г. Бетехтина приводятся обратные значения, т. е. α -кварц считается низкотемпературным, а β -кварц — высокотемпературным.

Пластинчатые сростания кубанита с халькопиритом образуются при температуре 450°C; эмульсионная структура сфалерита—халькопирита — при температуре около 350°C. Температура распада решетчатой структуры борнита—халькопирита (А. А. Филимонова, 1952-г.) — 270°C. Эти температуры распада твердых растворов, установленные экспериментальным путем, не являются строго постоянными, они колеблются в некоторых пределах в зависимости от состава руды.

Изменение физических свойств минералов. Известны минералы, которые при определенных температурах изменяют свои физические свойства. Например, плеохроичные кольца в слюде пропадают при 480°C. При нагревании флюоритов происходит их обесцвечивание при следующих температурах: зеленого 250°C, дымчатого 290°C, светло-голубого 320°C, фиолетового 400°C. Обесцвечивание желтого кальцита происходит при 200°C, голубого кальцита при 315°C, дымчатого кварца при 240°C и т. д.

Приведенные данные указывают предельную температуру, при которой может существовать минерал соответствующей окраски.

Ассоциации минералов в рудах. В зависимости от температуры образования характерных минералов — геологических термометров — можно разделить руды постмагматических месторождений на три группы.

Высокотемпературные минералы (t выше 300°C): магнетит, гематит, молибденит, висмутовый блеск, пирротин, пентландит, вольфрамит, кубанит, касситерит, гранат, пироксен, амфибол, топаз.

Среднетемпературные минералы (300—200°C): халькопирит; сфалерит, галенит, теннантит, тетраэдрит, кварц, хлорит, серицит, барит, кальцит, доломит.

Низкотемпературные минералы (ниже 200°C): стибнит, реальгар, аурипигмент, киноварь, теллуриды, серебро, селениды, аргентит, прустит, стефанит, пираргирит, марказит, мельниковит, адуляр, халцедон, опал.

Следует заметить, что одного минерала недостаточно для суждения о температуре образования руды, но парагенетическая ассоциация нескольких минералов является уже достаточно убедительной.

С помощью минералогических методов можно лишь приблизительно определить температуру образования руд. Для более точной температурной градуировки процессов рудообразования большое значение имеет изучение газовой-жидких включений в минералах.

Использование газовой-жидких включений в минералах

Изучая жидкие и газовые включения в минералах с учетом геологических данных, можно определить температуру и давление, при которых происходило образование минералов, химический состав и некоторые физические свойства минералообразующих растворов, их агрегатное состояние, последовательность циркуляции

растворов и вообще получить ценные данные в отношении генезиса месторождений. Однако не следует переоценивать значение метода, так как жидкости, сохранившиеся в минералах в виде включений, не представляют исходных материнских растворов, а являются лишь остаточными, конечными растворами. Это не истинная среда минералообразования; как отмечает А. Г. Бетехтин.

Определение температуры по газовой-жидким включениям производится следующим образом. Выпиливается и отполировывается тонкая пластинка из минерала, содержащего жидкие включения. Пластинка, вложенная в особый прибор (термокамера), помещается на столик микроскопа или бинокулярной лупы и подвергается медленному нагреванию до момента исчезновения газовых пузырьков. Температура, при которой произойдет гомогенизация включения, т. е. исчезновение газовых пузырьков в жидких включениях, и должна отвечать температуре образования данного минерала.

По Н. П. Ермакову (1950), наиболее вероятный процесс образования газовых пузырьков и причины их исчезновения следующие. Объем маточного гидротермального раствора, заполнившего образованные в процессе кристаллизации поры, при охлаждении должен сократиться больше, чем объем самих пор. Вследствие разницы в объемах капельки жидкости и вмещающей поры в твердом минерале при охлаждении создается вакуум, быстро заполняющийся парами жидкости, образующей пузырек. Чем больше была нагрета жидкость, тем сильнее сократится ее объем и тем большие размеры должен иметь пузырек газа (пара) в поре.

Искусственное нагревание кристалла приводит к увеличению его объема и объема находящегося в нем пор. Однако маточная жидкость в порах увеличивается в объеме несравнимо больше, чем сами поры. Это вызывает постепенное уменьшение размеров газовых пузырьков, увеличение в них давления и конденсацию пара. Когда объем капельки жидкости и объем вмещающей ее поры станут равными, пузырек газа исчезнет, и этот момент гомогенизации включения фиксирует температуру маточного раствора, захваченного минералом (рис. 25).

Температура гомогенизации газовой-жидких включений принимается как минимальная температура кристаллизации минерала. Для месторождений малых и средних глубин, в которых начальное внешнее давление значительно не превышает внутреннее давление раствора, полученные данные близки к истинной температуре кристаллизации минерала. Для месторождений больших глубин, в которых внешнее давление велико, для определения истинной температуры минералообразования приходится вводить поправку на давление и концентрацию раствора.

Температура гомогенизации, полученная экспериментально, всегда несколько ниже истинной вследствие влияния высоких концентраций легкорастворимых солей и значительных давлений, существовавших на глубине. Так, например, для высокотемпературных кварцев Памира, жидкие включения которых в момент

гомогенизации содержали 25—45% солей, температура гомогенизации, измеренная А. И. Захарченко (1955), 380—420°C. Затем он ввел поправку по кривым Е. Ингерсона и установил, что температура формирования высокотемпературных кварцев 400—550°C.

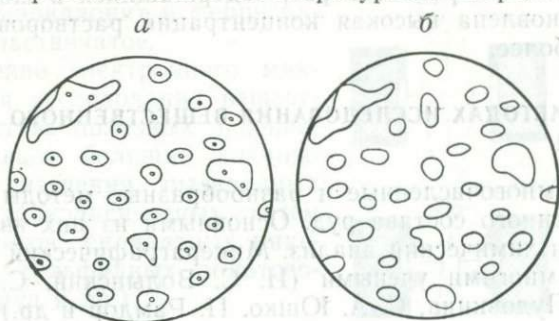


Рис. 25. Жидкие включения в минералах. По Н. П. Ермакову:

а — содержащие газовые пузырьки, наблюдаемые до нагревания минерала, *б* — лишены газовых пузырьков, которые исчезли при нагревании в момент достижения температуры образования минерала

Описанный выше метод позволяет определять температуру кристаллизации гидротермальных минералов, но не верхний температурный предел образования руды.

Для определения температур образования минералов кроме метода гомогенизации применяется еще метод разрывов (декрепитации), предложенный Х. С. Скоттом (Scott, 1948). Сущность

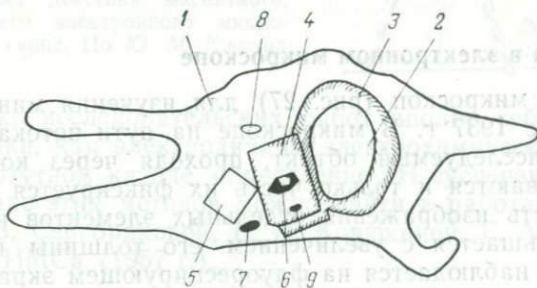


Рис. 26. Многофазное включение в кварце. По А. И. Захарченко.

1 — водный жидкий раствор; 2 — газ; 3 — жидкая углекислота; 4 — карбонат; 5 — галит; 6 — гематит; 7 — серицит (?); 8 — альбит; 9 — неизвестный минерал

его заключается в регистрации на слух момента разрыва включений в минералах при их нагревании. Хотя метод разрыва менее точен, чем метод гомогенизации, однако он позволяет производить исследования очень мелких включений в минералах как прозрачных, так и непрозрачных (рудных).

Включения в минералах могут быть использованы и для определения состава минералообразующих растворов. Включения

содержат не только жидкость и газ, но и твердое вещество. Это обычно кристаллики галита, карбонатов, сивьина, гематита, альбита и других минералов (рис. 26). На основании определений растворимости минеральных фаз, содержащихся в жидких включениях, установлена высокая концентрация растворов, достигающая 50% и более.

ПОНЯТИЕ О МЕТОДАХ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА РУД

Существуют многочисленные и разнообразные методы исследования вещественного состава руд. Основными из них являются минераграфия и химический анализ. Минераграфический метод, разработанный многими учеными (И. С. Волюнский, С. А. Вахромеев, И. А. Пудовкина, С. А. Юшко, П. Рамдор и др.), позволяет определять качественный и количественный состав руд и их структуры. Метод имеет большое значение в практике технологической переработки руд и позволяет уточнять наши представления о генезисе месторождений.

Важное значение имеют химико-аналитические методы, с помощью которых устанавливается содержание в рудах основных компонентов, а также вредных и ценных примесей. Обычные микроскопические исследования в проходящем свете применяются при изучении состава и строения бедных вкрапленных руд. Особая методика минералогических исследований разработана для определения состава окисленных руд из зоны окисления (С. А. Юшко, 1953 г.).

Исследования в электронном микроскопе

Электронный микроскоп (рис. 27) для изучения минералов стал применяться с 1937 г. В микроскопе на пути потока электронов помещается исследуемый объект, проходя через который электроны рассеиваются и только часть их фиксируется линзой объектива. Яркость изображения отдельных элементов исследуемого объекта уменьшается с увеличением его толщины и плотности. Изображение наблюдается на флуоресцирующем экране или фиксируется с помощью фотографической пластинки.

Современные электронные микроскопы увеличивают в 200 000 и более раз, что позволяет видеть мельчайшие частицы и даже наблюдать молекулы. Для исследований в электронном микроскопе непрозрачных объектов изготавливаются из коллодия или других веществ так называемые реплики — отпечатки поверхности образца.

Г. С. Грицаенко и др. (1961) изложили результаты исследования под электронным микроскопом с помощью метода реплик ряда рудных минералов. Приведены прекрасные фотографии при большом увеличении для сфалерита, браннерита, гематита, магнетита, ильменита и урановой смолки.

При помощи электронного микроскопа могут быть изучены тончайшие осадочные образования. Например, установлено, что минералы нонтронит и галлуазит имеют волокнистое строение, а каолин, монтмориллонит и ферригаллаузит — пластинчатое.

Применение электронного микроскопа для исследования вещественного состава полезных ископаемых открывает большие возможности для изучения пылевидных фракций и тонкодисперсных систем (глин, бокситов, силикатных никелевых руд, сульфидных золотосодержащих руд и др.).

Физико-химические методы исследования

Разнообразные современные методы исследования, применяемые в физике и физической химии, успешно используются и для исследования минералов, горных пород и руд.

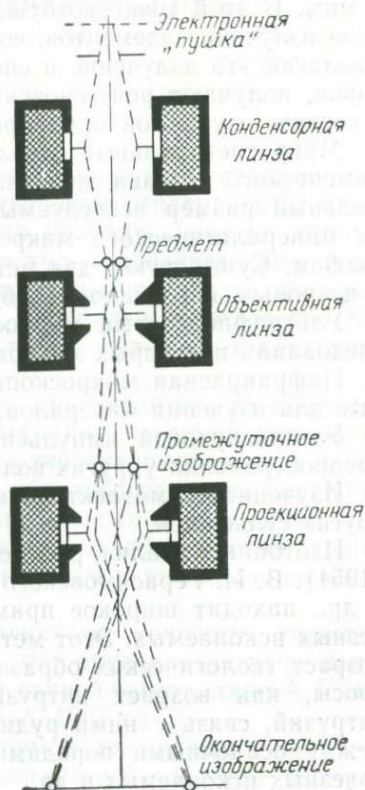


Рис. 27. Схема действия магнитного, просвечивающего электронного микроскопа. По Ю. М. Кушнир

В практике исследовательских работ вполне себя оправдали такие методики, как электродиализ, электрохимический метод сепарации на ртутном катоде, определение рН суспензии минералов и др. Описание этих методов можно найти в работах Е. В. Рожковой и М. В. Серебряковой, В. Н. Корюкиной, Г. А. Ланского и в сборнике ВИМСа (1957 г.).

О новых методах исследования

За последнее десятилетие стали применяться новые методы главным образом для комплексного исследования руд и диагностики мельчайших зерен (Современные методы..., 1969; Сборник МГУ, 1973 г.; Юшко, 1971).

Микрорентгеноспектральный анализ, или так называемый электронный зонд, в последние годы широко применяется при исследовании состава мельчайших зерен минералов под микроскопом в полированных шлифах. Известны установки Мар (СССР), Камека (Франция) и др. Сущность метода такова (Юшко, 1971).

На исследуемый участок образца направляется пучок электронов — электронный зонд, глубина проникновения которого 1—3 мкм. В этой точке возбуждается характеристическое рентгеновское излучение элементов, содержащихся в облучаемом минерале. Разлагая это излучение в спектр с помощью кристаллов-анализаторов, получают рентгеновские спектрограммы, по которым судят о составе изучаемой микропробы.

Микроспектральный анализ, применяемый для определения химического состава минералов в полированных шлифах. Минимальный размер исследуемых зерен 0,05 мм. Установка состоит из минералогического микроскопа, смонтированного со спектрографом. Существуют два метода микроспектрального анализа — с искровым источником возбуждения и с использованием лазера.

Ультрафиолетовый микроскоп, который дает возможность исследования некоторых минералов и руд.

Инфракрасная микроскопия и термолюминесценция, применяемые для изучения минералов.

Ультразвуковой импульсно-фазовый метод изучения скорости распространения упругих волн в твердых средах.

Изучение термоэлектродвижущей силы (ТЭДС) для пирита и других сульфидов.

Изотопный анализ, рассмотренный в трудах А. П. Виноградова (1954), В. И. Герасимовского (1959 г.), А. И. Тугаринова (1973 г.) и др., находит широкое применение в геологии и в учении о полезных ископаемых. Этот метод позволяет определить абсолютный возраст геологических образований и освещать такие важные вопросы, как возраст интрузивов, последовательность внедрения интрузий, связь с ними рудных месторождений, выявление связи между осадочными породами и заключенными в них залежами полезных ископаемых и др.

Основой определения абсолютного возраста являются реакции радиоактивного распада ряда элементов, непрерывно протекающие в земной коре. Наиболее распространены свинцовый ($U^{235} \rightarrow Pb^{207}$) и аргоновый ($K^{40} \rightarrow Ar^{40}$) методы.

Кроме изучения изотопов радиоактивных элементов исследуются изотопы элементов нерадиоактивных. Обычно устанавливается отношение изотопов какого-либо одного элемента (кислорода, углерода, серы) в различных геологических объектах. В результате таких исследований удалось решить некоторые спорные вопросы генетического характера. Методом нерадиоактивных изотопов можно определить источник графита в сильнометаморфизованных месторождениях; большая величина отношения C^{12}/C^{13} указывает на органическое происхождение графита, а меньшая — на неорганическое его происхождение.

С помощью этого метода решается вопрос об осадочном биогенном или эндогенном происхождении серы. Отношение изотопов S^{32}/S^{34} в сернистых соединениях различно: более низкое для морских сульфатов, среднее для гидротермальных сульфидов и более высокое для органических соединений.

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ

Изучение строения руд имеет большое научное и прикладное значение. Так, выясняя возрастные соотношения минеральных агрегатов или минеральных зерен, можно получить ценные данные для определения условий образования руд и, следовательно, генезиса месторождения. Изучение формы рудных зерен, их размеров и строения, а также расположения минеральных агрегатов позволяет выбрать наиболее рациональный метод механического обогащения руды.

Изучение текстур и структур руд производится различными методами: наблюдения в естественных или искусственных обнажениях и зарисовки строения руд; макроскопическое или с помощью лупы изучение штуфов руд и образцов керна из скважин; изучение и фотографирование приполированных штуфов руд; микроскопическое исследование полированных шлифов в отраженном свете, сопровождающееся иногда травлением и выполнением микрофото.

Текстуры и структуры руд изучались многими учеными (Рамдор, 1962; и др.). Наиболее строгое определение этих понятий, которого автор придерживается в данной работе, дали А. Г. Бетехтин и др. (Текстуры и структуры руд, 1963 г.).

Текстура руды определяется формой, размерами и расположением агрегатов минералов. Морфологической единицей текстурного рисунка является агрегат минералов.

Структура руды¹ определяется формой, размерами и расположением зерен минералов, точнее, кристаллических индивидов. Морфологической единицей структурного рисунка является кристаллическое зерно.

Между структурой и текстурой руды существует принципиальное различие. Некоторые исследователи считают, что текстуры — это крупные сростания минералов, которые изучаются невооруженным глазом, а структуры — тонкозернистые сростания, которые можно изучать под микроскопом. Это внешнее различие между текстурой и структурой не принципиальное, а в ряде случаев и неверное.

В понятие структуры и текстуры руды, по А. Г. Бетехтину, вкладывается определенный генетический смысл. Различные текстуры руд формируются при разных геологических процессах, при этом особое значение для формирования текстурного рисунка

¹ Вопросы классификации и условий образования структур руд здесь не рассматриваются, они достаточно подробно освещены в специальной литературе.

имеет способ отложения руд. Так, при кристаллизации магмы, инъекции магматических расплавов, при процессах метасоматического замещения вмещающих пород, выполнения рудоносными растворами открытых трещин или полостей, выпадения минеральных масс из водных растворов и осаждения их на дне водного бассейна образуются различные текстуры руд, характерные лишь для данного геологического процесса.

КЛАССИФИКАЦИЯ ТЕКСТУР РУД И КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТДЕЛЬНЫХ ТЕКСТУРНЫХ ТИПОВ

Предлагаемая автором классификация текстур руд (табл. 10) построена по морфолого-генетическому принципу (Вахромеев, 1956). В ней учитываются и форма минеральных агрегатов (горизонтальные графы) и геологические условия их образования (вертикальные графы).

Однородные (равномерные) текстуры

Массивные текстуры очень широко распространены в эндогенных месторождениях (магматических и постмагматических) и реже в осадочных и метаморфогенных. Они характеризуются однородным строением руды, состоящей из агрегатов тесно соприкасающихся зерен. Это наиболее богатые руды, содержащие повышенное количество рудных минералов. В массивных рудах всегда присутствуют (5—40%) нерудные минералы, не видные невооруженным глазом.

На метаморфогенных месторождениях известны руды массивной текстуры, образовавшиеся в результате переотложения и перекристаллизации ранее отложенных рудных масс.

Вкрапленные текстуры характеризуются равномерным распределением агрегатов рудных зерен среди основной нерудной массы.

Вкрапленные руды, слагающие отдельные тела или краевые части залежей, также широко распространены. Они характерны для руд различного генезиса — магматических, скарновых, гидротермальных и осадочных.

Порошковатые текстуры представляют собой рыхлый землистый агрегат, имеющий в отдельных частях более или менее однородное строение. Такие порошковатые руды обычны для месторождений выветривания, например месторождений бурых железняков коры выветривания и месторождений типа марганцевых шляп.

Сажистая текстура — разновидность порошковатой, представляет собой весьма тонкозернистый агрегат, пачкающий руки. Характерна для зоны окисления марганцевых и других руд.

Пористые текстуры образуются вследствие выщелачивания некоторых легкорастворимых минералов (например, карбонатов), на месте которых образуются поры.

Классификация важнейших текстур руд

Морфологические группы		Генетические группы				
		Магматические и пегматитовые	Постмагматические (скарповые и гидро- термальные)	Выветривания	Осадочные	Метаморфогенные
Однородные (равномерные)		Массивная Вкрапленная	Массивная Вкрапленная	Порошковая Сажистая Пористая	Массивная Вкрапленная	Массивная
Неоднородные (неравномерные)	Удлиненные	Полосчатая Линзовидная	Полосчатая Крустификацион- ная Гребенчатая Псевдослоистая Жильная (пересе- чения)	Полосчатая Гребенчатая	Слоистая Линзовидная	Сланцевая Полосчатая (реликтовая)
	Округлые и изо- метрические	Бобовая (ноду- лярная) Очковая Сидеронитовая	Кокардовая Колломорфная (почковидная)	Конкреционная Губчатая Колломорфная (почковидная)	Оолитовая Пизолитовая Конгломератовая Конкреционная	Оолитовая (реликтовая)
	Неправильные и сложные	Такситовая (шли- ровая) Друзовая Брекчиевая	Пятнистая Друзовая Жеодовая Колломорфная (сложнопетель- чатая) Брекчиевая	Корковая Каркасная Натечная Ячеистая Кавернозная Сталактитовая Колломорфная Брекчиевидная Друзовая	Колломорфная Органогенная Брекчиевая	Плоичатая Брекчиевая Брекчиевидная

Неоднородные (неравномерные) текстуры

Текстуры с удлинёнными формами

Эти текстуры характеризуются вытянутостью рудных агрегатов в определенном направлении, обычно по простиранию и падению рудного тела.

Полосчатые текстуры представляют собой чередование полос, разных по строению или минеральному составу. Например, полосчатая хромитовая руда, образовавшаяся магматическим путем, представлена чередующимися полосами, сложенными мелко- и крупнозернистым хромитом (рис. 28), полосчатая колчеданная руда гидротермального происхождения — чередующимися

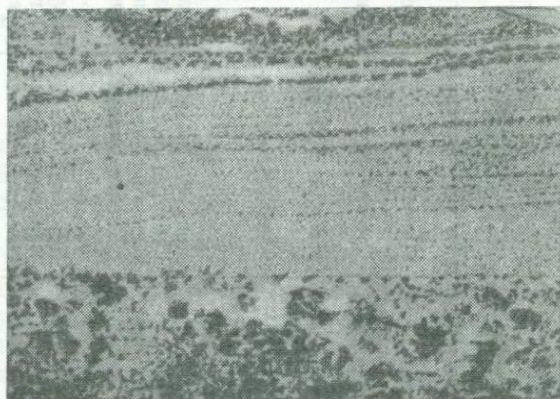


Рис. 28. Полосчатая текстура хромита. Ув. 1,5

полосами различного минерального состава — преимущественно пиритовыми с халькопиритовыми и сфалеритовыми прослоями. Иногда встречаются полосчатые руды, в которых отдельные полосы отличаются строением и составом одновременно.

Полосчатость может возникнуть в результате ритмичных отложений минерального вещества. Таковы, например, так называемые бурундучные руды (рис. 29) Кадаинского свинцово-цинкового рудника в Восточном Забайкалье.

Как разновидность полосчатой текстуры можно отметить псевдослоистую, образующуюся путем избирательного метасоматического замещения тонкослоистых осадочных пород. Псевдослоистая текстура наблюдается, например, на полиметаллическом свинцово-цинковом месторождении Текели в Средней Азии.

Жильные текстуры, или текстуры пересечений, характерны для руд, в которых развиты секущие поперечные или диагональные прожилки, сложенные различным минеральным веществом. Такие прожилки, образованные преимущественно халь-

копиритом, теннантитом и сфалеритом, наблюдаются в колчедан-
ных рудах Урала, где они секут полосчатость.

Крустификационные текстуры образуются в рудах
при заполнении минеральным веществом открытых трещин.

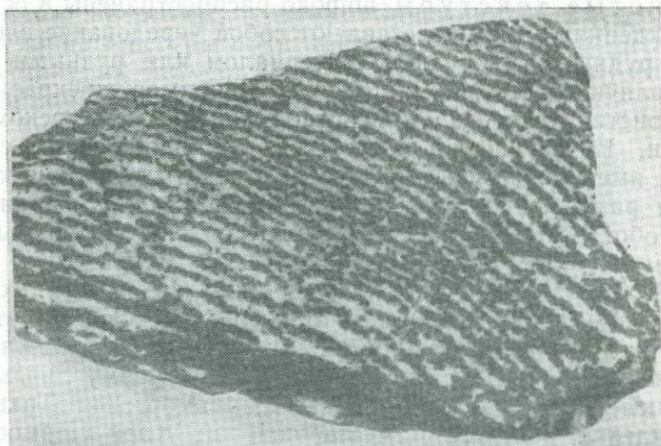


Рис. 29. Бурундучная руда Каданского свинцово-цинкового месторождения
Восточного Забайкалья. Белое — анкерит, черное — сфалерит. Фото пришлифо-
ванного штуфа. Нат. вел.

Нередко эти текстуры обладают симметричной полосчатостью,
т. е. в лежачем и висячем боках жилы наблюдаются одни и те же
минеральные вещества, располагающиеся послойно, согласно
с очертанием других слоев руды (рис. 30). Крустификационные
текстуры характерны для постмагматических (гидротермальных)
месторождений. Поскольку крустификационные текстуры обра-
зуются путем выполнения откры-
тых трещин, они являются пока-
зателем отложения руд на не-
большой глубине и при малом
давлении.

Частный случай крустифика-
ционной текстуры — текстура гре-

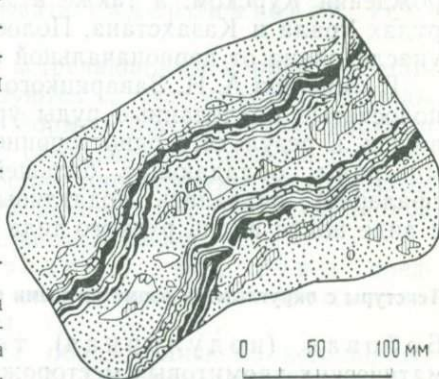
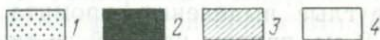


Рис. 30. Крустификационная текстура
колчеданной руды Сибаяевского место-
рождения, Южный Урал. Зарисовка
приполированного образца.

1 — пирит; 2 — сфалерит; 3 — кварц; 4 — пу-
стотки



бенчатая, в которой отдельные полосы имеют столбчатое или шестоватое строение, причем эти столбики или шестики располагаются перпендикулярно зальбандам жилы. Такое гребенчатое строение могут иметь кварц, кальцит и некоторые рудные минералы (сфалерит и др.).

Слоистые текстуры широко распространены в осадочных месторождениях. Они представляют собой чередование слоев, сложенных рудным и нерудным материалом или рудными минералами различного состава и строения. Например, прекрасно выражена слоистая текстура марганцевой руды в Чиатурском месторождении. В Керченском и Айтском месторождениях слоистую текстуру имеют железные руды. Как частный случай слоистой текстуры различают параллельнослоистые (слои, параллельные между собой) и косослоистые (одна пачка слоев располагается под углом к другой) текстуры.

Линзовидные текстуры наблюдаются в рудах многих осадочных месторождений. Они характеризуются тем, что некоторые слои имеют непостоянную мощность, быстро выклиниваются по простиранию или по падению, принимая форму линзы. Такие линзовидные текстуры характерны, например, для Тихвинского месторождения бокситов и месторождений углей Подмосковного бассейна. Линзовидная текстура руд довольно обычна и для эндогенных месторождений (магматические месторождения хромита, гидротермальные руды некоторых колчеданных месторождений Урала).

Сланцеватые текстуры наблюдаются в метаморфизованных месторождениях. Они образуются в результате ориентированного, одностороннего давления. Например, сланцеватая текстура характерна для железных мартитовых руд Кривого Рога. В результате метаморфизма могут образовываться и полосчатые текстуры руды. Характерные полосчатые текстуры наблюдаются в месторождениях железистых кварцитов Кривого Рога и в месторождении Курском, а также в метаморфизованных марганцевых рудах Урала и Казахстана. Полосчатость в этих рудах в основном унаследована от первоначальной слоистости осадков.

По мнению А. Н. Заварицкого и некоторых его последователей, полосчатые колчеданные руды уральских месторождений образовались в результате одностороннего сжатия рудных масс, причем минералы, обладающие большей пластичностью (халькопирит, сфалерит), оказались податливыми, текучими и расположились в виде полос вдоль рудного тела согласно с его контактами.

Текстуры с округлыми и изометричными формами

Бобовая (нодулярная) текстура характерна для магматических хромитовых месторождений. В них часто наблюдаются округлые выделения хромита (бобы), имеющие в поперечнике 1—2 см, причем каждый из таких бобов представляет собой агрегат тесно сросшихся между собой хромитовых зерен. По данным

А. Г. Бетехтина и Г. А. Соколова, подобные бобовые текстуры в рудах образовались в результате процесса ликвации, т. е. выделения жидкого хромитового расплава из жидкой силикатной массы.

Очковые текстуры характеризуются округлыми или эллипсоидными выделениями в руде нерудных минералов. Они наблюдаются, например, в рудах Сарановского месторождения хромита. Такие текстуры показывают, что в момент выделения из расплава твердых нерудных минералов (по-видимому, оливина) хромит находился еще в жидком состоянии.



Рис. 31. Колломорфная текстура колчеданной руды, сложенной в основном из пирита. Ув. 1.5. По С. Н. Иванову

Если зерна нерудных минералов тесно соприкасаются между собой, а выделения рудных минералов (магнетит), заполняя их промежутки, имеют неправильную форму или форму петель, то такое строение руды принято называть сидеронитовой текстурой.

Кокардовые текстуры, встречающиеся в ряде постмагматических месторождений, образуются за счет обломков породы более или менее изометричной формы, обрастающих корками руды. Кокардовая текстура может образоваться только в том случае, когда рудные растворы свободно циркулируют по открытым полостям. Эти текстуры являются показателем образования руд на малых глубинах при незначительном давлении.

Колломорфные (почковидные) текстуры представляют собой сложную систему извилистых параллельных полосок или зональных почек (рис. 31).

Руды колломорфной текстуры образовались из коллоидных растворов. По представлениям Д. П. Григорьева (1953), колломорфные текстуры не являются обязательным критерием отложения минерального вещества из коллоидных растворов. Подобные

текстуры могут образовываться и в процессе кристаллизации из истинных растворов. Обычно колломорфные текстуры наблюдаются под микроскопом, хотя в некоторых случаях их можно различить и невооруженным глазом. Они встречаются среди сульфидных руд, образовавшихся на малой или умеренной глубине, но особенно характерны для окисленных руд месторождений выветривания.

Оолитовые текстуры образуются обычно в прибрежных частях моря путем отложения минерального вещества (рудного и нерудного) в виде тонких слоев вокруг взвешенных в воде песчинок. Отдельные округлые тельца (оолиты) имеют размеры от нескольких миллиметров до 1—2 см. Оолитовые текстуры могут образовываться как при выпадении вещества в виде геля из коллоидных растворов, так и из истинных молекулярных растворов при их пересыщении. Оолитовые руды особенно характерны для железо- и марганцеворудных осадочных или слабометаморфизованных месторождений. В бокситах можно наблюдать частный случай оолитовой текстуры, так называемую *пизолитовую текстуру*, которая характеризуется сферолитами послойно-зонального строения.

Оолитовая (реликтовая) текстура возникает при метаморфизме оолитовых осадочных руд. При этом бурожелезняковые оолитовые руды могут переходить в гематитовые руды, сохраняющие прежнюю оолитовую текстуру.

Конгломератовые текстуры характерны для руд осадочных месторождений, в которых наблюдаются округлые гальки, сцементированные минеральным веществом. Гальки и цемент могут быть сложены как рудными, так и нерудными минералами. Такие текстуры обычны для руд Халиловского железорудного месторождения на Урале или Нижне-Ангарского в Восточной Сибири.

Конкреционные текстуры наблюдаются в месторождениях выветривания. Они образуются в рыхлых породах под действием поверхностных вод. В виде конкреций (минеральных стяжений), имеющих размеры в поперечнике от нескольких миллиметров до десятков сантиметров, встречаются бурожелезняковые или марганцевые руды, марказит, фосфориты и др. На Полуночном месторождении марганцевых руд на Северном Урале наблюдаются прекрасно выраженные конкреции пиролюзита и вада.

Текстуры с неправильными и сложными формами

Эти текстуры развиты в рудах эндогенных и экзогенных месторождений.

Такситовые (шлировые) текстуры характеризуются выделением крайне неправильных по форме минеральных агрегатов, имеющих неоднородное строение в центральной и периферической частях. Такситовые текстуры обычны для магматических месторождений, например для месторождений самородной платины и хромита (рис. 32).

Пятнистые текстуры характеризуются выделением неправильных по форме пятен, сложенных преимущественно одним минералом, например сфалеритом или галенитом. Они наблюдаются в сульфидных рудах гидротермальных месторождений, например в свинцово-цинковых рудах Алтая или Садона.

Друзовая текстура — это агрегат кристаллов, выделяющихся на стенках какой-либо полости или трещины. Она характерна для гидротермальных месторождений, но наблюдается также в рудах скарных и пегматитовых месторождений.

Брекчиевые текстуры представляют собой угловатые обломки руд, сцементированные нерудным материалом, или, наоборот, обломки горной породы, сцементированные рудой. Если



Рис. 32. Шлировая текстура хромита. 0,5 нат. вел.

обломки имеют округлую форму — текстура называется брекчиевидной. Брекчиевые и брекчиевидные текстуры встречаются в рудах различных генетических типов как эндогенных, так и экзогенных и метаморфогенных месторождений.

К этой же подгруппе текстур относятся колломорфные текстуры, представляющие собой сложнопетельчатые и пятнистые агрегаты. Эти текстуры наблюдаются главным образом в сульфидных рудах гидротермального происхождения. Примером может служить колломорфная текстура золотоносного кварца с сульфидами Балецкого месторождения Восточного Забайкалья.

Среди месторождений выветривания так же широко распространены неправильные, сложные текстуры, например корковая и натечная, представляющие собой корки или натечи минерального вещества в рудах, образующихся при поверхностных процессах (лимонитовые руды, малахит, смитсонит и др.).

Жеодовые текстуры образуются в результате выполения минеральным веществом полостей в рудах и горных породах. Жеоды имеют концентрически-зональное, послойное строение. Иногда они достигают огромных размеров. Например, известна

громадная жеода бурого железняка с Бакальского месторождения, которая раньше служила сторожевой будкой, а сейчас экспонируется перед зданием Свердловского горного института.

В месторождениях выветривания наблюдаются также друзовые текстуры, характеризующиеся развитием по стенкам пустот сросшихся кристаллов наподобие своеобразных щеток.

Для месторождений выветривания весьма характерны текстуры, обусловленные наличием пустоток в руде, имеющих различную форму: многоугольную — ячеистая текстура, прямоугольная — каркасная текстура, изометричную — кавернозная и губчатая текстуры. Такие текстуры широко распространены в бурых железняках, образующихся за счет сульфидных руд, где активно проявляются процессы выщелачивания.

Сталактитовые текстуры характеризуются натеками в виде сосулек, спускающихся с потолка полостей или пещер. Часто сталактитовые текстуры сопровождаются сталагмитовыми — такими же столбообразными образованиями, развивающимися с пола полости или пещеры.

Для месторождений выветривания обычны колломорфные текстуры, представляющие собой сложные петельчато-зональные образования, характерные для малахита, смитсонита, лимонита и других минералов, образующихся в поверхностных условиях.

Известковые натеки в виде сосулек, а также концентрически-зональные и сферолитовые текстуры, сходные с колломорфными, могут образовываться как из коллоидных растворов в виде геля, так и из молекулярных растворов путем кристаллизации или диффузии при метасоматозе.

В осадочных месторождениях нередко органогенные текстуры, образующиеся в результате замещения рудным веществом ископаемых остатков. Нахождение подобных органогенных текстур часто помогает определить возраст руды, поскольку найденная окаменелость может иногда иметь руководящее значение.

Среди текстур метаморфогенных месторождений можно указать плейчатые текстуры, которые представляют собой сложную складчатую систему — своеобразную гофрировку слоистых руд. Плейчатая текстура обычно наблюдается макроскопически в штуфах, но может быть обнаружена при изучении рудного забоя.

Классификацию текстур руд по генетическим типам дал Ф. Н. Шахов (1961). Полную генетическую классификацию текстур предложила С. А. Юшко (1971). Она выделяет 12 текстурных типов руд, дает описание каждого из них и приводит показательные макро- и микроразрисовки. Классификация С. А. Юшко получила широкое признание, в несколько сокращенном виде она приведена в руководстве по полезным ископаемым В. И. Смирновым (1976). Подобную же генетическую классификацию (табл. 11) приводит М. П. Исаенко (1975).

Генетическая классификация типоморфных текстур руд
По М. П. Исаенко (1975)

магматической кристаллизации и ликвации	Первичные текстуры				Вторичные текстуры	
	седиментации и диагенеза осадка	заполнения пустот в породах и рудах	метасоматические замещения		выветривания (дробление, выщелачивание)	диагенеза и метаморфизма
			коррозионные и метакристаллические	унаследованные		
Массивная	Массивная	Вкрапленная	Вкрапленная	Вкрапленная	Трещиноватая	Трещиноватая
Вкрапленная	Полосчатая	Пятнистая	Пятнистая	Пятнистая	Брекчиевая	Брекчиевая
Пятнистая	Слоистая	Полосчатая	Реликтовая	Полосчатая	Порошковатая	Брекчиевидная
Полосчатая	Оолитовая	Крустификационная	Каемочная	Брекчиевидная	Пористая	Гнейсовидно-полосчатая
	Конкреционная	Прожилковая	Графическая		Ячеистая	Линзовидная
	Брекчиевая	Друзовая	Разъедания		Ящичная	Сланцеватая
	Брекчиевидная	Почковидная				Плойчатая
	Конгломератовая	Колломорфная				
	Органогенная	Натечно-скорлуповатая				
		Брекчиевая				

Текстуры руд отличаются большим разнообразием. Выше рассмотрены далеко не все типы текстур, а лишь некоторые наиболее характерные из них.

При изучении того или иного месторождения можно встретить текстуры руд, для которых не подходят известные названия. Необходимо помнить, что самое существенное в изучении текстур руд — это не определение названия текстурного типа, а анализ возрастных взаимоотношений минеральных агрегатов, вскрывающих сущность генетического процесса. Это довольно трудная задача, осложняющаяся тем, что руды различного генезиса могут иметь текстуры с одинаковыми морфологическими особенностями. Например, полосчатые текстуры могут наблюдаться в магматических, гидротермальных и метаморфизованных месторождениях, друзовая текстура — в скарновых, гидротермальных и экзогенных месторождениях. Поэтому изучение только текстур недостаточно для определения генезиса месторождения. Текстура руды в совокупности с морфологическими, минералогическими и геологическими критериями позволяет решать сложный и важный вопрос происхождения месторождения.

Очень важное значение для познания генезиса месторождений имеет установление возрастных взаимоотношений минералов и их агрегатов. Критерии, определяющие последовательность выделения минералов, довольно разнообразны.

Форма зерен — хорошо образованные идиоморфные кристаллы часто (но не всегда) выделяются первыми. Исключение представляют метакристаллы, которые возникают вследствие весьма значительной силы кристаллизации; они моложе окружающих их минералов.

Коррозия и замещение одного минерала другим являются надежным возрастным критерием: замещающий минерал моложе минерала замещаемого.

Секущие жилки — наиболее надежный возрастной признак. Минералы, слагающие жилки, моложе окружающего минерального вещества. Взаимные пересечения жилок разного состава могут указывать на несколько стадий минерализации.

Иногда, правда, жилка является не поздним, а более ранним образованием, чем руда. Например, среди осадочно-вулканогенной толщи образовался карбонатный прослой, пересеченный впоследствии кварцевой жилкой. После этого карбонатный прослой был метасоматически замещен сульфидами. В этом случае сульфидное тело прослоя моложе секущей кварцевой жилки.

При отложении одного минерала после деформации другого более молодым является минеральное вещество в трещинках и цементе брекчий, хотя и не всегда. Например, если карбонатные обломки брекчий избирательно замещены сульфидами — последние моложе цементирующей массы.

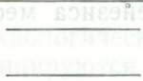
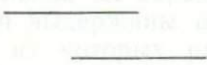

При выполнении открытых трещин или полостей (крустификационные и жеодовые текстуры) минеральное вещество, находящееся ближе к центру, отложилось позднее, чем расположенное ближе к периферии. Наоборот, при образовании конкреций, кокард (зональных кристаллов) минеральное вещество в периферических слоях отложено позже, чем в центральных участках.

Различают три типа порядка отложения минералов и их агрегатов в рудах (табл. 12).

Таблица 12

Тектурные признаки порядка отложения минералов и их агрегатов.

По М. П. Исаенко (1975)

Последовательность отложения	Графическое изображение последовательности	Характерные текстуры руд	Ассоциации минералов в месторождениях
Одновременное		Массивная Металлоколлоидная Коллоидная	Магматических, осадочных и реже постмагматических
Последовательное		Слоистая Оолитовая Крустификационная Полосчатая Жеодовая	Магматических, осадочных и гидротермальных
Разновременное со следами перерыва		Прожилковая Брекчиевая Кокардовая Полосчатая Коррозионная Скелетная унаследованная	Постмагматических, выветривания

1. Одновременное — отложение двух или нескольких минералов в одно время, синхронно.

2. Последовательное — отложение следующего минерала начинается до окончания выделения минерала предшествующего.

3. Разновременное — следующий минерал отлагается после завершения выделения минерала предшествующего; наблюдается даже перерыв в минералообразовании.

В заключение отметим ряд характерных текстурных типов руд, определяющих условия их образования.

Если руда имеет крустификационную, кокардовую или жеодовую текстуры, то это является достаточно надежным признаком отложения руды в открытых трещинах или полостях, которые

КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ

Классификация месторождений полезных ископаемых позволяет объединить в группы месторождения, близкие по своим признакам, и тем самым облегчает их изучение и поиски новых месторождений. В основу классификации месторождений полезных ископаемых могут быть положены различные принципы. Наиболее простой из них — морфологический, когда месторождения группируются по форме тел и условиям их залегания среди вмещающих пород.

При химико-технологическом принципе классификации месторождения классифицируются по вещественному составу руд с учетом требований промышленности к качеству минерального сырья. По генетическому принципу месторождения подразделяются в зависимости от условий их образования. Наиболее распространены среди геологов и выдержаны в научном отношении генетические классификации, из которых рассмотрим лишь наиболее характерные.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КЛАССИФИКАЦИИ

Классификация В. Линдгрена

Месторождения полезных ископаемых по классификации В. Линдгрена, предложенной еще в 1911 г., подразделяются на две основные группы:

- 1) месторождения, образованные механическими процессами;
- 2) месторождения, образованные химическими процессами.

Месторождения второй группы наиболее распространены. Они подразделяются в зависимости от среды отложения на три класса, образовавшиеся: А — в поверхностных водах, В — в горных породах и С — из магмы путем ее дифференциации.

В класс В входят месторождения, связанные с магматической деятельностью. Они, в свою очередь, подразделяются на гидротермальные (эпи-, мезо- и гипотермальные) и эманационные (контактово-метасоматические, пирометасоматические и фумарольные).

Классификация В. Линдгрена, в свое время широко распространенная, подверглась серьезной критике советских и некоторых зарубежных ученых, особенно в отношении гидротермальных месторождений.

С. С. Смирнов указал, что классификация гидротермальных месторождений В. Линдгрена, основным принципом которой служат

температура и давление, в сущности является классификацией лишь по температуре образования. Деление гидротермальных месторождений по температуре образования на гипо-, мезо- и эпитермальные неправильно как по терминологии, так и по существу. Действительно, глубина образования месторождений еще не определяет температуры в период отложения руд. Встречаются высокотемпературные месторождения малых глубин и низкотемпературные средних и даже больших глубин.

Классификация В. А. Обручева

Классификация месторождений полезных ископаемых В. А. Обручева, предложенная им первоначально в 1922 г., а затем в несколько измененном виде в 1934 г., является чисто генетической. Она вошла как ведущая классификация почти во все советские учебники по месторождениям полезных ископаемых и получила в свое время широкое распространение.

Подобно делению горных пород на изверженные, осадочные и метаморфические В. А. Обручев (1934) разделяет месторождения полезных ископаемых на три группы:

А. Глубинные (эндогенные).

Б. Поверхностные (экзогенные).

В. Измененные (метаморфогенные).

Такое деление месторождений полезных ископаемых показывает, что формирование месторождений и горных пород взаимосвязано и регулируется одними и теми же геологическими процессами.

Группы месторождений он делит на категории. Так, например, эндогенные месторождения подразделяются на три категории: магматические, эманационные и гидротермальные; экзогенные месторождения — на четыре категории: осадочные, инфильтрационные, остаточные и обломочные.

Метаморфогенные месторождения в зависимости от характера метаморфизма подразделяются на динамометаморфические (основной агент давление), пирометаморфические (основной агент повышенная температура), гидатометаморфические (основной агент минерализованные растворы).

Далее производится более дробное деление этих категорий на классы, которые, в свою очередь, подразделяются на типы.

Эта детализация классификации экзогенных и метаморфогенных месторождений является оригинальной, но для месторождений эндогенных она близка к классификации В. Линдгрена.

Классификация Е. Е. Захарова

Е. Е. Захаровым (1953) предложена классификация, охватывающая месторождения как металлических, так и неметаллических полезных ископаемых. По аналогии с горными породами месторождения подразделяются на:

I. Глубинные.

II. Поверхностные.

III. Метаморфические.

Глубинные месторождения делятся на магматические и послемагматические. Среди магматических месторождений по геологическим условиям залегания выделяются месторождения, залегающие в ультраосновных, кислых и щелочных породах. Сюда же отнесены пегматиты. Среди послемагматических выделены месторождения, залегающие в интрузивных породах, жильных телах, зонах контактов, складчатых структурах и вулканических аппаратах.

Поверхностные месторождения разделены на месторождения выветривания и осадочные. Среди месторождений выветривания выделены месторождения, расположенные в «шляпах», коре выветривания, зонах инфильтрации, аллювиальных и делювиальных накоплениях. Осадочные месторождения по геологическим условиям залегания классифицируются на месторождения, залегающие среди аллювиальных, морских, прибрежно-морских и лагунных, озерных и болотных отложений, а также отложений источников и продуктов вулканических выбросов.

Метаморфические месторождения классифицируются по условиям залегания на месторождения в осадочных, вулканогенных и метаморфогенных породах.

Далее им производится более подробная классификация.

Указанные группы месторождений подразделяются на многочисленные формации.

Пегматиты автором не выделяются в самостоятельную группу, они отнесены к магматическим и послемагматическим месторождениям. По-видимому, не выделять в самостоятельную группу такие своеобразные в геологическом отношении и промышленноценные месторождения, как пегматиты, неправильно. Непонятно, почему месторождения в вулканах и покровах лав Е. Е. Захаров относит к «глубинным» месторождениям.

Классификация В. И. Смирнова

Рассматривая условия образования месторождений, В. И. Смирнов (1976) подробно разбирает не только геологическую обстановку, структурно-морфологические и минералогические особенности месторождений, но и уделяет большое внимание физико-химическим условиям их возникновения. Все эти разнообразные факторы (геологические и физико-химические) и положены им в основу генетической классификации. Первоисточником вещества эндогенных месторождений, по В. И. Смирнову, являются не только магматические тела, залегающие в верхней части земной коры, но, вероятно, и подкоровые участки верхней мантии Земли. Эндогенные месторождения В. И. Смирнов делит на семь групп: магматические, пегматитовые, карбонатитовые, скарновые, альбититогрейзеновые, гидротермальные и колчеданные. Каждая группа,

учитывая условия образования месторождений и некоторые особенности состава руд, подразделяется на классы.

Экзогенные месторождения разделяются почти так же, как и у А. Г. Бетехтина, на месторождения выветривания, россыпи и осадочные (механические, химические, биохимические и вулканогенные осадки). Метаморфогенные месторождения классифицируются на метаморфизованные и метаморфические.

Классификация В. И. Смирнова имеет несомненно прогрессивный характер, поскольку она выдержана научно и охватывает все известные типы месторождений (в том числе и новые месторождения редких и рассеянных элементов).

Однако вызывает сомнение выделение в особую группу колчеданных месторождений, обособленную от группы гидротермальных месторождений. Гидротермальный процесс в образовании колчеданных месторождений, несомненно имел место, что признается А. Н. Заварицким и рядом других исследователей, да и термин «колчеданные» не генетический, а минералогический.

Принципы классификации магматогенных месторождений **С. С. Смирнова**

С. С. Смирнов (1955) приводит следующие принципы построения рациональной классификации магматогенных (эндогенных) месторождений.

1. Он считает, что в классификации необходимо отразить характер физико-химической системы, породившей руды; для этого он предлагает выделить четыре класса месторождений:

- 1) магматические,
- 2) пегматитовые,
- 3) постмагматические глубинные,
- 4) постмагматические поверхностные.

В этой классификации нет ни пневматолитовых, ни гидротермальных месторождений, которые объединяются в одно понятие постмагматических месторождений.

2. С. С. Смирнов предлагает классифицировать месторождения с учетом рудных формаций, выделяемых по химико-минералогическим особенностям руд.

3. Наиболее важным принципом построения классификации С. С. Смирнов признает глубины образования месторождений, считая от поверхности Земли во время рудообразования. С. С. Смирнов, как и П. Ниггли, предлагает пятичленное деление месторождений по глубине их образования: аэральные, субаквальные, эпикрустальные, гипабиссальные, абиссальные.

4. Согласно П. Ниггли, по температуре главной стадии процесса С. С. Смирнов выделяет следующие классы месторождений: высокотемпературные — выше 350°C ; среднетемпературные — $350-200^{\circ}\text{C}$; низкотемпературные — ниже 200°C .

По мнению С. С. Смирнова, в будущем, когда удастся произвести более дробное и более обоснованное выделение тектоно-маг-

матических комплексов пород, характерных для крупных структурных единиц земной коры, с присущим каждому из них комплексом месторождений, во главу угла должны быть поставлены именно эти комплексы с последующим расчленением их по вышеприведенным принципам.

Классификация, принятая автором

Автором разработана генетическая классификация месторождений полезных ископаемых с учетом критики существующих классификаций. Опубликована она в трудах Всесоюзной конференции, состоявшейся в г. Ташкенте в 1971 г. (Вахромеев, 1975).

Месторождения полезных ископаемых, согласно В. А. Обручеву, подразделяются, как и горные породы, на три группы:

А. Эндогенные.

Б. Экзогенные.

В. Метаморфогенные.

Сохраняя терминологию В. А. Обручева, группы последовательно подразделяются на категории, классы, типы, формации. Последние выделяются, согласно С. С. Смирнову, как минералогические ассоциации руд, развитые в определенной геологической обстановке.

Эндогенные месторождения, учитывая физико-химический характер среды и глубину рудообразования, подразделяются, согласно С. С. Смирнову, на три категории:

I. Магматические.

II. Пегматитовые.

III. Постмагматические.

Магматические месторождения, по А. Н. Заварицкому, подразделяются на классы и типы.

Пегматитовые месторождения, формирующиеся из остаточных расплавов кислой и щелочной магмы, классифицируются по глубине их образования (Гинзбург, Родионов, 1960).

Классифицировать постмагматические месторождения, образующиеся в самых различных геологических и физико-химических условиях, наиболее трудно. В основу такой классификации нами положены принципы С. С. Смирнова, а круг месторождений расширен за счет включения редкометальных месторождений, получивших в последнее десятилетие большое значение. Постмагматические месторождения разделяются на восемь классов: карбонатитовые, скарновые, альбититовые, грейзеновые, гидротермальные, неовулканические, телетермальные (стратиформные) и вулканогенно-осадочные. Классификация экзогенных и метаморфогенных месторождений не имеет существенных изменений по сравнению с классификацией А. Г. Бетехтина и др. (Курс месторождений полезных ископаемых, 1964). Классификация россыпей рассматривается по Ю. А. Билибину. Метаморфизованные месторождения подразделяются на три класса: пирометаморфизованные, динамометаморфизованные и сложного генезиса. Автор считал целесообразным

месторождения гидратометаморфизованные и сложного генезиса, выделенные В. А. Обручевым, объединить под названием «месторождения сложного генезиса».

Таким образом, основные классификационные подразделения месторождений полезных ископаемых выделены в зависимости от физико-химических процессов их образования, глубины отложения руд и температуры главного этапа минерализации.

Формации месторождений полезных ископаемых будут рассмотрены ниже при описании отдельных генетических групп (см. главы 8—23). Весьма важный вопрос о критериях глубинности разбирается в гл. 14, а вопрос о температуре рудообразования рассмотрен ранее в гл. 5.

Предлагаемая классификация относится главным образом к рудным и частично нерудным месторождениям, горючие полезные ископаемые в ней лишь упомянуты.

Классификация месторождений полезных ископаемых

С. А. Вахромеева

- A. Эндогенные (связанные с внутренней энергией Земли)
 - I. Магматические (t 1500—700°C; p — высокое)
 1. Кристаллизационные
 2. Ликвационные
 - II. Пегматитовые (t 700—400°C; p — очень высокое)
 1. Редкоземельные (глубина > 8 км)
 2. Слюдяные (глубина 6—8 км)
 3. Редкометалльные (глубина 4—6 км)
 4. Хрусталеносные (глубина 2—4 км)
 - III. Постмагматические (t 800—80°C; p — высокое или низкое)
 1. Карбонатитовые
 - Апатит-магнетитовые
 - Редкометалльно-редкоземельные
 - Флогопитовые
 2. Скарновые
 - Известковые скарны
 - Магнезиальные скарны
 3. Альбититовые
 - Апограниты нормального ряда
 - Апограниты субщелочного ряда
 - Апограниты щелочного ряда
 4. Грейзеновые
 - Мусковит-кварцевые и кварцевые
 - Топаз-кварцевые и топазовые
 - Мусковитовые и турмалин-кварцевые
 5. Гидротермальные
 - Высокотемпературные
 - Среднетемпературные
 - Низкотемпературные

6. Неовулканические
 - Термальные источники
 - Эксталяционные
 7. Телетермальные (стратиформные)
 - Медистые песчаники
 - Полиметаллические в карбонатных породах
 8. Вулканогенно-осадочные
 - Черных металлов
 - Цветных металлов
- Б. Экзогенные (связанные с внешней энергией Солнца)
- I. Месторождения выветривания (t 0—100°C; p — низкое или среднее)
 1. Остаточные
 - Месторождения коры выветривания
 - Элювиальные и делювиальные
 - Шляпные образования
 2. Инфильтрационные
 - Конкреционные и карстовые
 - Секреционные
 - Цементационные
 - II. Месторождения осадочные (t 0—70°C; p — низкое или среднее)
 1. Механические осадки
 - Месторождения обломочных пород
 - Россыпи (аллювиальные, дельтовые, морские, ледниковые)
 2. Химические осадки
 - Осадки из истинных растворов
 - Осадки из коллоидных растворов
 - Биохимические осадки
- В. Метаморфогенные (t выше 450°C, p — высокое)
- I. Метаморфизованные
 1. Пирометаморфизованные
 2. Динамометаморфизованные
 3. Сложного генезиса
 - II. Метаморфические

Новая классификация эндогенных месторождений Я. Н. Белевцева

Я. Н. Белевцев при классификации эндогенных рудных месторождений учитывает три основных параметра: источник рудообразующих веществ, способы перемещения веществ к месту рудоотложения и физико-химические условия их концентрации (Белевцев и др., 1972). В соответствии с этим он выделяет следующие генетические подразделения: три типа, семь классов и шестнадцать подклассов (табл. 13).

Приведенная классификация Я. Н. Белевцева принципиально отличается от общепринятых до настоящего времени. Месторож-

Генетическая классификация эндогенных месторождений.

По Я. Н. Белевцеву

Генетический тип	Генетический класс	Генетический подкласс
А. Симагматический, или ювенильный	I. Магматические, связанные с ультраосновными и основными породами II. Эндогенные, связанные с подъемом флюидов из подкорковых глубин	1. Сегрегационные (раннемагматические) 2. Ликвационные 3. Позднемагматические (гистеромагматические) 4. Гидрогенные зоны глубоких разломов 5. Гидрогенные тектоно-метасоматические зоны
Б. Сиалический, или коровый	III. Метаморфические, связанные с региональным динамотермальным метаморфизмом IV. Ультраметаморфические, связанные с гранитизацией пород земной коры	6. Метаморфизованные 7. Метаморфические 8. Магматические, связанные с гранитоидными плутонами полигенного образования 9. Пегматитовые 10. Плутоно-гидротермальные
В. Полигенный (смешанный)	V. Телетермальные VI. Гидротермальные послегранитизационные VII. Вулканогенно-гидротермальные	11. Глубинно-телетермальные 12. Приповерхностные телетермальные 13. Гидротермальные тектоно-метасоматических зон 14. Глубинно-вулканические 15. Субвулканические 16. Вулканические

дения известного класса, определяющегося способами извлечения вещества, могут разделяться на подклассы, образующиеся в различных физико-химических условиях. Например, магматические месторождения ювенильного класса (I) будут резко отличны от магматических месторождений сиалического класса (IV).

Особенно многообразны по условиям концентрации гидротермальные месторождения, которые могут образовываться с помощью ювенильных подкорковых флюидов (V), плутоно-гидротермальных (IV), метаморфогенно-гидротермальных (VII) растворов или растворов смешанного происхождения.

Помимо рассмотренных в настоящей главе классификаций месторождений полезных ископаемых следует упомянуть еще оригинальные классификации К. Л. Бабаева (1975), И. И. Бока (1970), Ф. И. Вольфсона (1962), В. Н. Котляра (1970), И. Ф. Романовича (1975) и др.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Магматические месторождения образуются в процессе дифференциации и кристаллизации магмы при высокой температуре (1500—800°C), высоком давлении (сотни килограмм-силы на квадратный сантиметр) и на значительных глубинах (3—5 км и более). Первосточником вещества магматических месторождений является, вероятно, верхняя мантия Земли, о чем свидетельствуют приуроченность ряда месторождений и вмещающих их базальтоидных пород к глубинным разломам и близость отношений изотопов серы сульфидов к метеоритному стандарту.

Для магматических месторождений характерна тесная связь их с изверженными горными породами, с которыми они образуются в результате общих процессов. В магматических месторождениях и вмещающих их изверженных породах встречаются сходные рудные и нерудные минералы, но количественно рудные минералы преобладают в месторождениях по сравнению с вмещающими породами.

Магматические месторождения представляют собой промышленные объекты как рудные (платина, хромит, железные, титановые и медно-никелевые руды и др.), так и нерудные (алмаз, графит, апатит и др.).

Большинство петрологов (Н. Боуэн, В. Гольдшмит и др.) считали все горные породы производными единой базальтовой магмы, в результате дифференциации которой возникли и разнообразные комплексы горных пород и связанные с ними рудные месторождения. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1927 г.) к «магматическим» месторождениям относил не только «продукты непосредственной кристаллизации магмы, но и продукты ее материального воздействия на окружающую среду». Большой интерес представляют его работы об ассимиляционных явлениях в магме, т. е. о взаимодействии магмы с вмещающими породами, сопровождающемся частичным вплавлением пород кровли. Ассимиляция последних, естественно, вызывает изменение химического состава активного магматического расплава, что может явиться основной причиной дифференциации магмы.

Содержание воды и летучих веществ понижает температуру плавления магмы. Р. Горансон опытным путем доказал, что при содержании в расплаве 1% воды гранит плавится при температуре 1030°C, а при 5% воды — при температуре 840°C. Интересные данные были получены при изучении камчатских вулканов (Набоко, 1974). Базальтовая лава Ключевского вулкана имела максимальную температуру 1175°C; нижняя температурная граница

пластичности лавы была 690°C . Максимальная температура андезитовой лавы во время экструзии была 930°C , а пластическое состояние ее сохранилось при 650°C .

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Магматические месторождения образуются как в геосинклинальных областях, так и на платформах.

В геосинклиналях две формации: перидотитовая с месторождениями хромитов и некоторых элементов группы платины; габбро-пироксенит-дунитовая с месторождениями титаномагнетитов и элементов группы платины. На платформах три рудные формации: основных и ультраосновных пород с медно-никелевыми месторождениями; ультраосновных пород, включающих алмазонасные кимберлиты; щелочных пород с месторождениями руд редких земель, тантала и ниобия, а также апатитов и апатит-магнетитовых руд. На территории СССР известны магматические месторождения протерозойского, каледонского, герцинского и раннемезозойского возраста; из более молодых по возрасту месторождений укажем раннеальпийские хромитовые месторождения Шорджинского массива АрмССР.

Магматические месторождения залегают главным образом в интрузивных породах. Находка самородного железа в базальтах Гренландии, представляющая исключение из этой закономерности, нуждается в обосновании земного, а не космического происхождения этого железа.

Интрузивные породы, вмещающие магматические месторождения, обычно относятся к основным и ультраосновным разностям — это габбро, нориты, пироксениты, перидотиты и дуниты. С основными породами (габбро, норитами, анортозитами) пространственно и генетически связаны месторождения титана, ванадия, меди, никеля, кобальта и платиноидов; с ультраосновными породами (дунитами, перидотитами, пироксенитами) — месторождения платины, хромитов, алмаза, иногда меди и никеля.

В кислых и средних породах магматические месторождения встречаются довольно редко. Следует отметить месторождение железных руд Кирунавара в Северной Швеции, генезис которого трактуется как результат глубинной дифференциации сиенитовой магмы. Некоторые ученые считают это месторождение первично-осадочным, впоследствии метаморфизованным.

Приуроченность магматических месторождений к основным породам можно объяснить двояко:

- 1) в основных породах отмечается повышенное содержание железа и других металлических компонентов, что благоприятствует формированию в них рудных залежей;

- 2) основная магма, содержащая относительно небольшое количество кремнезема, обладает меньшей вязкостью, лучшей подвижностью и, следовательно, она более способна к процессам диф-

ференциации. Значительное влияние на процесс дифференциации магмы оказывают летучие компоненты (H_2O , Cl, B, F, P и др.), которые снижают температуру плавления руд и способствуют лучшей подвижности соединений. Многие магматические месторождения залегают среди полосчатых, псевдостратифицированных пород. Таковы гипербазиты Урала, Бушвельдский комплекс, щелочные породы Кольского полуострова и др.

Существуют три основные гипотезы формирования стратифицированных интрузивов:

1) ликвационное расслоение магмы на глубине с последовательной, послойной инъекцией расплавов разного состава в верхние горизонты земной коры;

2) ликвационная, или кристаллизационная, дифференциация магмы на глубине и одноактное внедрение гетерогенных расплавов в верхние части Земли;

3) ликвационная дифференциация рудоносных магм на месте становления массивов с дифференциальным перемещением молекул или минералов в магматической камере.

Кроме того, существует мнение и о метасоматическом происхождении полосчатых рудоносных массивов. По-видимому, метасоматические процессы могут завуалировать первичный состав и строение массивов, но ими не может быть объяснена полосчатая структура.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Формы рудных тел магматических месторождений отличаются значительным разнообразием. Среди них наблюдаются гнездо- и штокообразные тела (уральские месторождения платины), жилы и плитообразные залежи (Сарановское месторождение хромита), линзообразные залежи и жилы (медно-никелевые месторождения), столбообразные тела (алмазонасные кимберлиты Южной Африки и Сибири) и, наконец, залежи крайне неправильной формы.

Наряду с крупными залежами, размеры которых составляют сотни метров по простиранию и падению, встречаются и незначительные по размерам тела, имеющие несколько дециметров или сантиметров в поперечнике.

В большинстве магматических месторождений переход между рудой и вмещающей породой постепенный, через зоны затухающей рудной вкрапленности. Таково, например, большинство месторождений платиноносного хромита. Но в некоторых случаях контакт между рудой и вмещающей породой представлен резкой и четкой границей, что наблюдается на Кусинском месторождении титаномагнетитовых руд. Очень часто магматические месторождения представляют собой группу рудных залежей, в которой одно тело сменяется другим как по простиранию, так и по падению. Подобное явление часто наблюдается на уральских

месторождениях хромита. Такое расположение рудных тел может быть вызвано или первичными процессами, т. е. неравномерным распределением оруденения еще в период дифференциации магмы, или может быть следствием пострудных тектонических нарушений, разрывающих рудные залежи на отдельные тектонические блоки.

Для правильной оценки месторождения имеет большое значение установление истинной морфологической природы рудного тела. Для примера рассмотрим Сарановское хромитовое место-

рождение. Оно было вскрыто с поверхности неглубокими карьерами, в почве которых прослеживались по простиранию рудные залежи, отделенные одна от другой безрудными участками. Пер-

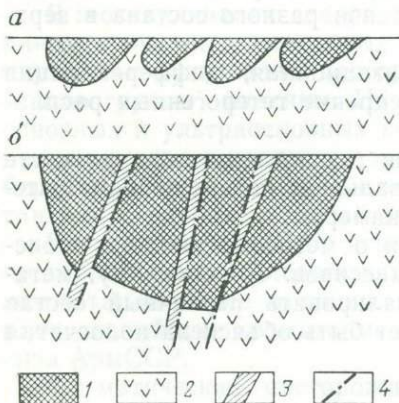


Рис. 33. Схематический продольный разрез Сарановского месторождения хромита:

а — по прежним представлениям, *б* — по современным представлениям.
1 — хромитовое тело; 2 — змеевик; 3 — секущие дайки; 4 — сбросы

воначально исследователи расценивали их как самостоятельные рудные тела и считали протяженность каждого из них на глубину равной половине его длины. Однако детальные исследования, проведенные автором совместно с К. Е. Кожевниковым и И. А. Зиминным, показали, что в интервалах между рудными залежами породы отличны от вмещающих змеевиков. Очевидно, данное месторождение представляет собой единое жилеобразное тело, разорванное дайками, внедрившимися по сбросовым трещинам (рис. 33). Такое предположение позволило считать, что оруденение распространяется на большие глубины, а это, в свою очередь, значительно расширило перспективы месторождения. Данные последующей буровой разведки полностью подтвердили эти предположения.

ТЕКСТУРЫ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД

Текстуры руд магматических месторождений довольно разнообразны; наиболее характерны для них следующие: массивные, вкрапленные, полосчатые, бобовые (нодулярные), очковые, пятнистые, шлировые, петельчатые, брекчиевые, брекчиевидные и др.

Для руд магматических месторождений типичны следующие используемые в промышленности элементы: Cr, Ti, Fe, V, Pt, Os, Ir, Rh, Ru, Pd, Cu, Ni, Co, P, S (табл. 14).

Минералы руд магматических месторождений

Группа минералов	Наименование минералов	Химическая формула
Рудные (металлические)	Самородное железо ¹	(Fe, Ni)
	Платина и металлы ее группы	Pt (Fe, Os, Ir, Pd, Rh, Ru)
	Осмистый иридий	(Os, Ir)
	Магнетит (иногда ванадийсодержащий)	Fe ₃ O ₄
	Ильменит	FeTiO ₃
	Гематит	Fe ₂ O ₃
	Титаномагнетит	Fe ₃ O ₄ · FeTiO ₃
	Хромшпинелид	(Fe, Mg) (Cr, Al) ₂ O ₄
	Рутил	TiO ₂
	Перовскит	CaTiO ₃
	Сфен	CaTiSiO ₅
	Лопарит	(Na, Cl, Ca) (Nb, Ti) O ₃
	Пирротин	Fe _n S _{n+1}
	Пентландит	(Fe, Ni) S
	Халькопирит	CuFeS ₂
	Кубанит	CuFe ₂ S ₃
Сперрилит	PtAs ₂	
Неметаллические	Графит	C
	Алмаз	C
	Шпинель	MgAl ₂ O ₄
	Пироп	Mg ₃ Al ₂ (SiO ₄) ₃
	Апатит	Ca ₅ (PO ₄) ₃ F (Cl)

¹ Изредка наблюдается в основных и ультраосновных породах, практического значения не имеет.

Детальные минераграфические исследования с применением электронного зонда медно-никелевых сульфидных руд Норильского и других месторождений, выполненные А. Д. Генкиным и Л. Н. Вяльсовым (1972 г.) и О. Е. Юшко-Захаровой (1967 г.), позволили установить в них в виде мельчайших зерен многочисленные минералы платины. Это неупорядоченные твердые растворы (ферроплатина, поликсен, самородная платина с Pd, Sn, Cu, Pb и др.); интерметаллиды (купроаурид, станнопалладинит, плюмбопалладинит, висмутиды, теллуриды и др.); сульфиды и их аналоги (куперит, бреггит, висоцкит, мончеит и др.).

ЗАВИСИМОСТЬ СОСТАВА РУД ОТ СОСТАВА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Установлена зависимость состава руд от состава вмещающих пород. Для примера рассмотрим хромитовые месторождения Урала. Поскольку хромитовые залежи в ультраосновных породах представляют собой типичные магматические месторождения, то, естественно, должна существовать связь между составом тех и других.

Н. В. Павлов (1941 г.), изучивший четыре хромитоносных массива Южного Урала, установил следующие важнейшие закономерности:

1. Акцессорные хромшпинелиды дунитов по сравнению с таковыми из перидотитов отличаются более высоким содержанием Cr_2O_3 и минимальным содержанием Al_2O_3 ; они менее магнезиальны и более железисты по сравнению с хромшпинелидами из перидотитов.

2. Рудообразующие хромшпинелиды по сравнению с акцессорными содержат больше Cr_2O_3 и MgO и меньше Al_2O_3 и FeO .

3. Состав хромшпинелидов, взятых в пределах как одного, так и нескольких близрасположенных рудных тел месторождения, имеет незначительные колебания. Состав же хромшпинелидов из месторождений, находящихся в пределах одного массива, но в различных по петрографическому составу участках, имеет заметные, а иногда и значительные отличия.

Хромшпинелиды из месторождений, залегающих в дунитах, отличаются повышенным содержанием Cr_2O_3 ; в хромшпинелидах из месторождений в гарцбургитах содержится меньше Cr_2O_3 , но несколько больше Al_2O_3 . Хромшпинелиды из рудных тел, расположенных в лерцолитах, наиболее бедны Cr_2O_3 .

4. Сушественно магнезиальные рудообразующие хромшпинелиды характерны для рудных тел, залегающих в породах высокой магнезиальности. Отношение $\text{MgO}:\text{FeO}$ для них в хромшпинелидах 1,8—2,6, а в ультрабазитах 10,0—12,5.

Магнезиально-железистые хромшпинелиды характерны для месторождений, залегающих в породах повышенной железистости. Для них отношение $\text{MgO}:\text{FeO}$ в хромшпинелидах 0,6—1,8; в ультрабазитах 4,7—9,8.

Следовательно, хромшпинелиды с повышенным содержанием хрома (более качественные) характерны для дунитов (а не перидотитов) и встречаются как рудообразующие (а не акцессорные) минералы.

Важное значение для целей опробования и оценки месторождений имеет то обстоятельство, что хромшпинелиды в пределах одного или близрасположенных рудных тел мало отличаются по составу.

КЛАССИФИКАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Магматические месторождения, относящиеся к группе эндогенных образований, согласно А. Н. Заварицкому (1926 г.) могут быть подразделены на следующие классы и типы.

А. Кристаллизационные:

- 1) ранней кристаллизации (аккумулятивные);
- 2) поздней кристаллизации (фузивные).

Б. Ликвационные:

- 1) собственно ликвационные;
- 2) синтетически ликвационные.

Кристаллизационные месторождения образуются в результате кристаллизационной дифференции, т. е. в результате обособления кристаллов (твердая фаза) в магматическом расплаве (жидкая фаза). Поскольку образование указанных месторождений происходит при процессе кристаллизации магмы путем выделения (сегрегации) из нее тугоплавких минералов, то нередко они носят название сегрегационных. Месторождения эти образуются в ранний период кристаллизации магмы и являются почти одновременными (сингенетичными) с вмещающими их магматическими породами.

Для месторождений типа ранней кристаллизации (аккумулятивных) характерны следующие основные признаки:

- 1) неправильная или пластообразная форма рудных тел;
- 2) затухающие контакты, т. е. постепенный переход между рудой и вмещающей породой;
- 3) кристаллически-зернистые структуры руд.

Характерными примерами месторождений типа ранней кристаллизации являются Бушвельдское месторождение платины и хромита в Южной Африке, немногие из месторождений хромита и платины на Урале, месторождения алмазов в Трансваале и Якутии.

В более поздние стадии процесса кристаллизации магмы в последней накапливаются особые летучие вещества, так называемые минерализаторы, к которым относятся соединения хлора, фтора, бора, воды и др. Присутствие минерализаторов в магме уменьшает ее вязкость и понижает температуру кристаллизации рудных минералов, что может привести к образованию позднемагматических или так называемых гистеромагматических месторождений.

А. Г. Бетехтин (1937 г.) к гистеромагматическим месторождениям отнес месторождения хромитов Урала, Казахстана, Кавказа и подавляющее большинство месторождений зарубежных стран. Вопреки ранее существовавшим представлениям о сегрегационном характере этих месторождений он убедительно доказал их позднемагматическое происхождение из подвижных расплавов, обогащенных летучими компонентами.

В позднемагматических месторождениях в первую очередь кристаллизуются силикатные породообразующие минералы, а затем — рудные. При кристаллизации рудных минералов в почти затвердевшем геологическом теле (интрузиве) будет находиться остаточный рудный расплав, который может несколько перемещаться в пределах интрузии как под влиянием внешних тектонических сил, так и вследствие своего внутреннего газового напряжения. Образующиеся при этом позднемагматические месторождения характеризуются следующими чертами:

- 1) вытянутой, жилообразной или плитообразной формой рудных тел;

2) резким, как правило, контактом между рудой и вмещающей породой;

3) сидеронитовой структурой руд (рудный минерал располагается в промежутках между нерудными и цементирует последние).

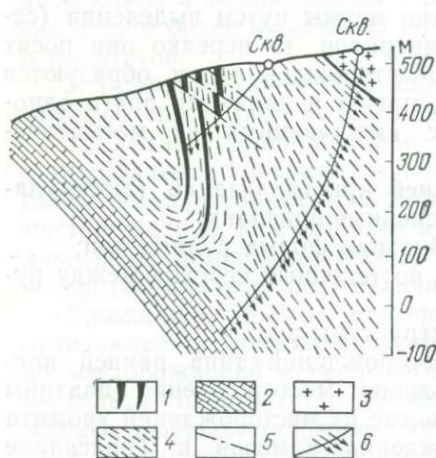


Рис. 34. Поперечный разрез Кусинского месторождения. По Д. С. Штейнбергу и др.

1 — сплошной титаномagnetит; 2 — карбонатные породы лежащего бока; 3 — гранито-гнейсы; 4 — габбро-амфиболиты; 5 — тектонические нарушения; 6 — направление структурных элементов по данным замеров в керне скважин

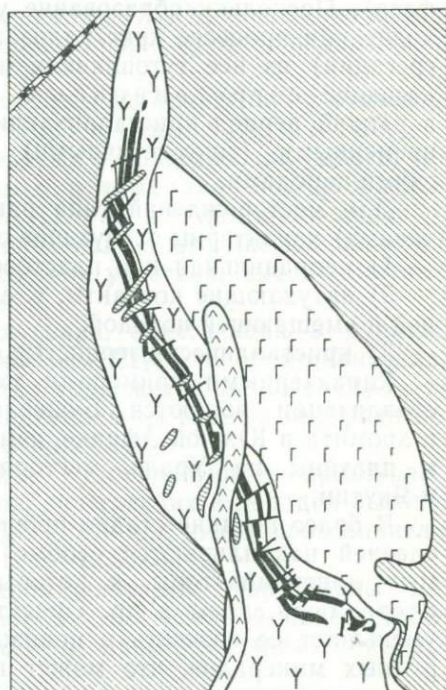


Рис. 35. Схематическая геологическая карта Сарановского месторождения хромита.

1 — сланцы и кварциты (нижний палеозой); 2 — серпентинизированные перидотиты; 3 — рудные тела; 4 — габбро-диабазы; 5 — дайки порфиритов и диабазов; 6 — габбро (метаморфизованное)

Примером позднемагматических месторождений могут служить титаномagnetитовые Кусинское (рис. 34) и другие на Урале, хромитовые Сарановское (рис. 35), Кемпирсайское и другие уральские, Хибинское апатит-нефелиновое на Кольском полуострове.

Ликвационные месторождения

К ликвационным относятся промышленные месторождения медно-никелевых руд, известные в Канаде, Африке и СССР. Они тесно связаны с базальтоидными породами. Руды комплексные: кроме меди и никеля они содержат кобальт, платиноиды,

золото, серебро, селен, теллур. Главные минералы — пирротин, пентландит, халькопирит.

Эти месторождения отличаются от месторождений хрома и титана. Рудные тела встречаются не только среди материнских интрузивов, но выходят и за их пределы. Руды халькофильные, состоят в основном из сульфидов. Месторождения эти возникают, формируются и изменяются в течение всего процесса становления интрузива. Образуются они магматическим путем, но в их развитии, возможно, некоторую роль играют и постмагматические процессы. Глубина образования месторождений различная. Примерами гипабиссальных месторождений могут служить Норильск I (глубина 2,5 км) и месторождения Печенги (глубина 2 км). К месторождениям мезоабиссальной фации и отчасти абиссальной относится риф Меренского (~8 км) и Монче-Тундру (5 км).

Ликвационные месторождения образуются путем разделения жидкого однородного магматического расплава на несмешивающиеся силикатные и рудные жидкости. Так, при плавке сульфидных медных руд в шахтных печах получают несмешивающиеся и разделяющиеся между собой по плотности сульфидный расплав (штейн) и силикатная масса (шлак). Ликвация экспериментально доказана для силикатных и сульфидных масс И. Фогтом, Я. И. Ольшанским и др.

Я. И. Ольшанский в 1947—1950 гг. опубликовал результаты своих исследований по сплавлению сульфидов с силикатными минералами пород средней основности. Оказалось, что при температуре выше 1500°C, особенно в присутствии минерализаторов, сульфиды в известной степени растворимы в силикатном расплаве. По мере понижения температуры растворимость сульфидов уменьшается и первичная магма начинает разделяться на сульфидный и силикатный расплавы. Он установил, что сульфидный расплав обладает высокой подвижностью и текучестью.

Ликвацией можно объяснить формирование сульфидно-никелевых месторождений в основных породах. В начальной стадии процесса ликвации магмы образовались, вероятно, небольшие жидкие каплевидные выделения сульфидов в жидкой же силикатной магме. Затем эти капельки соединялись между собой в более крупные и под действием силы тяжести опускались вниз. У постели интрузива таким путем формировались жилы- или пластообразные рудные тела, получившие название «донных залежей». Типичным примером таких месторождений являются медно-никелевые месторождения Садбери в Канаде и Монче-Тундра на Кольском полуострове.

Под действием внешних тектонических сил рудный расплав может, по-видимому, переместиться внутри интрузива и даже выйти за его пределы и образовать так называемое инъекционное, или отщепленное, месторождение. Действительно, в районе месторождения Садбери да и в некоторых месторождениях Советского Союза (Норильское) наблюдаются сульфидные залежи

не только в габбровой интрузии, но и во вмещающих ее вулканических породах.

В. К. Котульский (1948 г.), рассматривая общие вопросы формирования медно-никелевых месторождений, впервые высказал гипотезу абиссальной ликвации. По его мнению, сплошные и вкрапленные сульфидные руды различаются не только морфологически, но и по условиям образования. Накоплению сплошных сульфидов способствовала контаминация магматическим расплавом кислых пород, приводившая к уменьшению растворимости сульфидов в нем. При внедрении одной силикатной магмы она

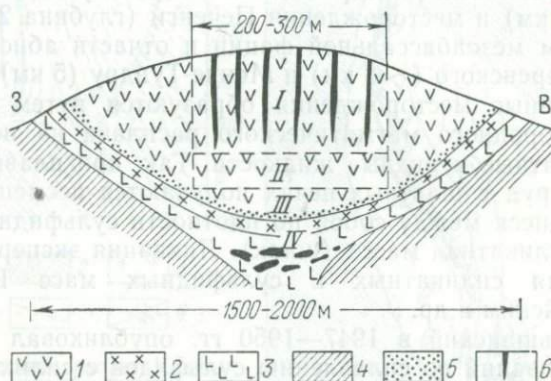


Рис. 36. Схематический поперечный геологический разрез сульфидно-никелевого месторождения Монче-Тундра. По И. В. Галкину.

I — зона сульфидных медно-никелевых эпигенетических руд жильного типа среди пироксенитов и перидотитов, мощность 200—400 м; *II* — зона безрудных перидотитов, мощность 100—200 м; *III* — зона медных эпигенетических руд инъекционного типа мощностью 100—150 м и вкрапленных медно-никелевых руд сингенетического типа мощностью 10—30 м; *IV* — зона сульфидных медно-никелевых руд (возможно, инъекционного типа) среди габбро-норитов в глубинной части массива, мощность 40—60 м.
 1 — ультрабазиты; 2 — пегматоидные пироксениты (маркирующий горизонт); 3 — нориты и габбро-нориты; 4 — гнейсы и диорито-гнейсы; 5 — вкрапленные медно-никелевые руды; 6 — сплошные медно-никелевые руды

продолжала дифференцироваться, в результате происходила ликвация с образованием придонных вкрапленных руд.

Рассматривая образование медно-никелевых месторождений Норильского района, Н. С. Зонтов (1959 г.) выделяет сингенетическое оруденение и рудные жилы, генетически связывая то и другое с интрузивом дифференцированных габбро-диабазов. Н. С. Зонтов и сингенетическое, и жильное оруденение относит к ликвационно-магматическим образованиям, в которых сульфидный расплав обособился в жидко-магматическую стадию, а сульфиды кристаллизовались в послемагматическую стадию в уже затвердевшем интрузиве.

На месторождении Монче-Тундра кроме вкрапленных руд типа донных залежей обнаружены сульфидные жилы в ультраосновных породах (рис. 36). Эти жилы приурочены к крутопадающим тектоническим трещинам, не выходят за пределы ультраосновных

пород, имеют резко выраженные контакты и представлены почти сплошными сульфидными рудами (пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит и изредка пирит). Некоторые исследователи склонны были относить их к гидротермальным образованиям, но А. Г. Бетехтин (1955₁) убедительно доказал их магматический генезис.

Кристаллизация сульфидов в жилах Монче-Тундры произошла в поздний магматический период, о чем свидетельствует наблюдаемое в рудах под микроскопом замещение рудных зерен ильменита сульфидами. Отсутствие в рудах троилита указывает на то, что температура кристаллизации сульфидов едва ли превышала 300°C, но из этого не следует, что сульфиды отщепились от материнской интрузии в виде гидротермальных растворов. Действительно, породы, вмещающие рудные жилы, почти не изменены и содержат свежий оливин, который под воздействием водных растворов превращается в серпентин. Таким образом, сульфидные массы, обособившиеся от материнской интрузии, содержали очень мало воды, но они все же обладали низкой вязкостью и свободно проникали в трещины и поры породы.

По данным Н. М. Годлевского (1968), о магматическом ликвационном и сингенетическом образовании сульфидных руд свидетельствуют:

- 1) морфология сульфидного горизонта, полностью подчиненного общей структуре массива;
- 2) отсутствие контроля оруденения со стороны трещиноватости;
- 3) расположение сульфидов в интерстициях между силикатами и в виде капель;
- 4) расслоение капель, внизу которых тяжелый пирротин, а сверху — более легкий халькопирит;
- 5) отсутствие структур замещения силикатов сульфидами.

В гипабиссальных медно-никелевых месторождениях развит метаморфизм руд. Наложенный гидротермальный метаморфизм описан для руд Печенги (Горбунов, 1969) и выражается в образовании своеобразных метасоматитов — низкотемпературных тальк-карбонатных и кварцевых жил и прожилков, в которых иногда наблюдаются сульфиды. Такие гидротермальные процессы поздние, наложенные и не связаны с основным оруденением.

ФОРМАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ

Формации магматических месторождений определяются главным образом вещественным составом руд, который, в свою очередь, зависит от связи месторождений с определенными комплексами изверженных горных пород. Рассмотрим кратко формации магматических месторождений.

Формация самородной платины в ультраосновных породах. Самородная платина встречается в природе

обычно в виде твердого раствора с железом и с металлами группы платины (Os, Ir, Rh, Ru, Pd). В уральской платине иногда содержится, кроме того, медь¹. Месторождения платины в ультраосновных породах относятся к раннемагматическим и в основных — к позднемагматическим образованиям.

Самородная платина обычно ассоциирует с хромитом (хромшпинелидом), образуя гнездо-, жилкообразные и неправильные по форме залежи среди дунитов и реже пироксенитов. Таково, например, Нижне-Тагильское месторождение платины на Урале. В Южной Африке в Бушвельдском лополите самородная платина в рассеянном состоянии встречается среди гортонолитовых (железистых) дунитов, которые залегают в форме трубообразных тел.

Хромитовая формация. Месторождения хромита встречаются главным образом в змеевиках, образовавшихся в результате автометаморфизма дунитов и перидотитов. Промышленные месторождения формируются в позднюю стадию магматического процесса. Руды представлены в основном хромшпинелидом, изредка магнетитом, ассоциирующим с серпентином, хлоритом, тальком, карбонатами, а иногда и с первичными силикатами — оливином и пироксеном.

Хромитовые месторождения в форме жило-, линзообразных и неправильных по форме залежей распространены среди змеевиковых массивов восточного склона Урала. Наиболее известны Сарановское (см. рис. 35) и Кемпирсайское месторождения. Небольшие месторождения хромита известны в Восточном Саяне и на Кавказе (оз. Севан). Из зарубежных месторождений отметим хромитовые месторождения в Южно-Африканской Республике, Замбии, Турции и Филиппинах.

Титаномагматитовая формация в основных породах. В основных породах встречаются титаномагнетитовые руды, сложенные магнетитом², ильменитом и гематитом. Часто эти минералы наблюдаются в тончайших сростаниях типа структур распада твердых растворов. Сопровождающие минералы обычно представлены пироксеном, амфиболом, основным плагиоклазом, хлоритом, реже биотитом и гранатом. Титаномагнетитовые руды комплексные — содержат промышленные количества железа, титана и ванадия. По генезису месторождение позднемагматическое.

Широко известны уральские месторождения титаномагнетитов, залегающие в форме жило-, линзо- и гнездообразных залежей в габбро и амфиболитах, например Кусинское месторождение на Южном Урале (см. рис. 34). Кроме того, в СССР известно Пудожгорское месторождение на Кольском полуострове, расположенное в габбро-диабазлах.

Крупные титаномагнетитовые месторождения находятся в Норвегии, Африке, США.

¹ Медистая платина образует каемки вокруг зерен платины (Бетехтин, 1955).

² Иногда встречаются разновидности: титаномагнетит, содержащий TiO_2 до нескольких процентов, и кулсонит — $Fe(Fe, V)_2O_4$.

Медно-никелевая формация в основных и ультраосновных породах. Эта формация представлена месторождениями сплошных и вкрапленных сульфидных руд в габбро, норитах, трапхах и реже в пироксенитах и змеевиках. Руды имеют сложный минеральный состав: пирротин, магнетит, пентландит, миллерит, кобальтин, халькопирит, кубанит, сперрит и др. Они перерабатываются обычно комплексно и служат для получения никеля, кобальта, меди, платины и палладия.

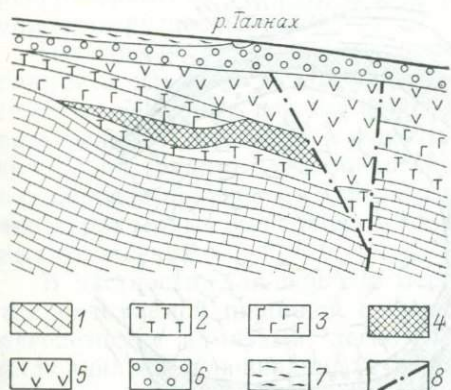


Рис. 37. Схематический разрез Талнахского месторождения. По Н. И. Плотникову.

1 — доломиты, известняки; 2 — сланцы тунгусской свиты; 3 — межпластовая габбровая интрузия; 4 — рудное тело; 5 — туфоловая толща; 6 — галечники с гравием; 7 — глины; 8 — тектонические нарушения

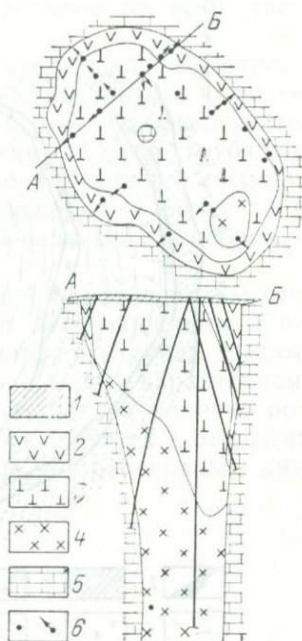


Рис. 38. Геологический план и разрез кимберлитовой трубки Мир. По А. Б. Бобривичу.

1 — наносы; 2 — измененный кимберлит, желтый; 3 — то же, зеленый; 4 — малоизмененный кимберлит; 5 — карбонатные породы нижнего ордовика; 6 — скважины

Рудные тела, имеющие пластообразную или линзовидную форму, часто залегают в основании и среди интрузивных тел, образуя так называемые донные и висячие залежи. Месторождения медно-никелевых руд относятся к типу ликвационных. Представителями этой формации являются месторождения: Садбери в Канаде, Монче-Тундра (см. рис. 36) и Печенга на Кольском полуострове, Норильское и Талнахское (рис. 37) в Восточной Сибири и риф Меренского в Южной Африке.

Алмазоносная кимберлитовая формация. Кимберлиты, представляющие собой брекчиевидные породы из группы перидотитов, широко развиты в Южной Африке. Они имеют форму трубообразных тел и прорывают осадочные и изверженные комплексы пород (рис. 38). Месторождения алмазов в кимберлитах

относятся к типу раннемагматических образований. Алмазы в массе кимберлитов находятся в рассеянном состоянии и образуют кристаллы различных размеров.

Апатит-нефелиновая формация. В нефелиновых сиенитах Кольского полуострова, образующих лакколит, среди древних гнейсов и сланцев известны месторождения апатитовых руд, состоящих из апатита, нефелина, пироксена, ильменита,

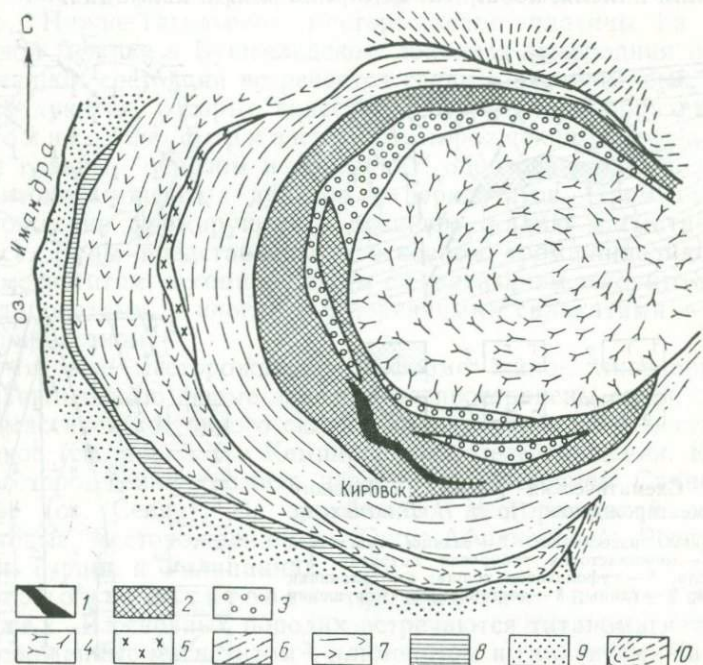


Рис. 39. Схематическая геологическая карта Хибинских тундр. По Е. Н. Володину.

1 — апатит-нефелиновые руды; 2 — ийолит-уртиты, малиньиты, риччорриты; 3 — нефелиновые сиениты; 4 — фойяиты; 5 — щелочные сиенит-порфиры; 6 — хибиниты трахитоидные; 7 — то же, гранитоидные; 8 — контактовые роговики; 9 — эффузивно-осадочная толща (докембрий); 10 — гнейсы (докембрий)

магнетита, сфена, лопарита и др. Эти месторождения рассматриваются как позднемагматические образования (рис. 39).

Рудные залежи имеют пласто- или линзообразную форму. Они содержат руду, комплексно перерабатывающуюся на фосфор (apatит), алюминий (нефелин), титан (ильменит и сфен) и редкие элементы (лопарит).

Лопаритовая формация. А. И. Гинзбург и др. (1959 г.) описывают комплексные месторождения редких земель и ниобия, залегающие в виде пластообразных залежей среди щелочных пород (ийолитов, луявритов и др.). Главным редкоземельным минералом является лопарит $(\text{Na}, \text{Ce}, \text{Ca})(\text{Nb}, \text{Ti})\text{O}_3$. Полезными компонентами служат церий, лантан, неодимий и ниобий.

Основным диагностическим критерием магматических месторождений является тесная связь их с определенным комплексом изверженных пород: ультраосновных — дунитов, перидотитов, пироксенитов и их производных — серпентинитов; основных — норитов, габбро, анортозитов, диабазов (траппов) и, наконец, щелочных пород — нефелиновых сиенитов.

Для магматических месторождений характерно наличие рудных минералов не только в промышленных залежах, но и широкое распространение их как аксессуарных минералов во всей массе пород интрузивного тела.

Поисковые признаки магматических месторождений определяются в основном тесной связью их с вышеуказанными комплексами изверженных горных пород. Кроме того, необходимо учитывать условия залегания и формы тел (донные залежи, трубчатые тела), пострудные тектонические нарушения, формы рельефа, нахождение валунов руд среди рыхлых отложений, а также наличие характерных минералов в шлихах элювиальных и аллювиальных отложений.

В частности, для поисков месторождений алмазов пользуются так называемой пиропной съемкой. Пироп, встречающийся в парагенезисе с алмазами, легко можно обнаружить среди рыхлых аллювиально-делювиальных отложений по его характерному красному цвету. Находки пироба указывают как на наличие россыпных месторождений алмазов, так и могут привести к открытию более ценных коренных месторождений в ультраосновных кимберлитовых породах.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Пегматиты представляют собой месторождения, весьма своеобразные в геологическом, морфологическом, структурном и минералогическом отношениях. Образуются они при температуре 700—400°C и очень высоком давлении в сотни и тысячи килограмм-силы на квадратный сантиметр. Глубина образования пегматитов разного состава неодинакова. А. И. Гинзбург и Г. Г. Родионов (1960) установили следующие фации глубинности пегматитов: 1) пьезокварцевые (2—2,5 км); 2) редкометальные Be, Li, Nb, Ta, Zr (3,5—6 км); 3) мусковитовые (6—8 км); 4) редкоземельные (свыше 8—9 км).

Промышленное значение пегматитов очень велико, так как они служат источником весьма ценного и разнообразного горнорудного сырья. Как рудные месторождения пегматиты разрабатываются для получения редких элементов — Be, Li, Nb, Ta, Zr, Sn, W, Mo, Bi; рассеянных элементов — Ge, Hf, Cs, Rb; редкоземельных элементов — TR; радиоактивных элементов — U, Ra, Th и др. Как нерудные полезные ископаемые они содержат мусковит, полевой шпат, кварц, турмалин, андалузит, криолит, корунд, а также драгоценные и поделочные камни — изумруд, сапфир, аметист, аквамарин, хризоберилл, топаз, циркон, фенакит и др.

Вопрос о происхождении пегматитов сложный и в настоящее время не имеет однозначного решения. В геологической литературе как советскими, так и зарубежными учеными в разное время были высказаны различные гипотезы о генезисе пегматитов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МОРФОЛОГИЯ ПЕГМАТИТОВ

Пегматитовые месторождения приурочены как к геосинклинальным областям, так и к платформам. В геосинклиналях наиболее распространены гранитные пегматиты, образующиеся в средней стадии развития. На платформах развиты преимущественно пегматиты щелочных пород, а гранитные встречаются редко.

Пегматиты являются производными различных магм и обычно генетически и пространственно связаны с интрузиями следующих групп изверженных пород: 1) гранитами и гранодиоритами; 2) сиенитами и нефелиновыми сиенитами; 3) габбро и норитами; 4) ультраосновными-щелочными комплексами.

Наиболее распространены в земной коре гранитные пегматиты, имеющие и наибольшую промышленную ценность. Значительно уступают им по распространению и значению пегматиты щелочных пород — сиенитов и нефелиновых сиенитов. Пегматиты

основных и ультраосновных пород практического значения почти не имеют. В дальнейшем будут описаны главным образом гранитные пегматиты, которым А. Е. Ферсман (1940) посвятил свой капитальный труд «Пегматиты», широко известный как в Советском Союзе, так и за рубежом.

Пегматитовые тела залегают среди материнских интрузий и во вмещающих породах. В первом случае они располагаются ближе к периферии интрузивных тел (гранитов, гранодиоритов); во втором — находятся среди пород кровли (осадочных или метаморфических), чаще вблизи контакта с интрузией или на небольшом удалении от него.

Соотношения пегматитовых тел с боковыми породами различны и зависят, по А. Е. Ферсману, от условий остывания и геологической обстановки. В зависимости от условий остывания контакты могут быть как постепенными (медленное остывание пегматитового тела во вмещающей породе), так и довольно резкими (быстрое остывание).

Если пегматитовое тело залегают среди гранитного массива материнской магмы, то переходы гранита в пегматит постепенные, и границу пегматитового тела трудно установить. Если же пегматитовое тело залегают среди пород кровли интрузива, то контакты пегматитовых жил резкие и минеральный состав их зависит от состава боковых пород: в кислых гранитоидных породах в зальбандах образуется аплит, в основных и ультраосновных — биотитовая оторочка.

Часто пегматиты встречаются в виде системы залежей, насчитывающей многие десятки, а иногда сотни и тысячи тел. Таковы, например, пегматитовые поля Мамского слюдоносного района в Восточной Сибири, редкометалльные пегматиты Забайкалья и др.

В морфологическом отношении пегматитовые тела очень разнообразны. Среди них встречаются жилы, линзы, веретено-, трубо- и сигарообразные тела и, наконец, неправильные по форме залежи. Для тел пегматитовых месторождений характерны непостоянная мощность, чередование раздувов с пережимами и наличие боковых ответвлений, или апофиз.

Важной особенностью пегматитовых тел является их сложное выклинивание как по простиранию, так и по падению. Обычно наблюдается расщепление пегматитового тела на многочисленные отпрыски или так называемые пальцы. Это расщепление пегматитовых тел при выклинивании А. Е. Ферсман и его последователи объясняют как результат активного внедрения во вмещающие породы подвижного пегматитового расплава.

Крупные пегматитовые тела нередко сопровождаются густой сетью пегматитовых прожилков, образующих так называемые мигматиты.

Размеры пегматитовых тел различны. Известны крупные жилы протяженностью по простиранию 300—500 м и мощностью 20—30 м; но известны и незначительные по величине жилы — протяженность их несколько метров при мощности до 1 м. Весьма зна-

чительные колебания размеров наблюдаются у линзообразных пегматитовых тел, среди которых встречаются проводнички мощностью в несколько миллиметров в пережимах и тела, имеющие мощность в раздувах в несколько десятков метров. А. Е. Ферсман в качестве примера пегматитов такого рода указывает месторождение Северной Карелии.

Трубообразные пегматитовые тела редки и имеют небольшие размеры.

СТРОЕНИЕ ПЕГМАТИТОВ, ИХ ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ

Строение пегматитовых тел может быть однородным и неоднородным, в зависимости от этого они разделяются на недифференцированные и дифференцированные. В первых минералы располагаются более или менее равномерно. В более распространенных дифференцированных пегматитах наблюдается известная закономерность в пространственном размещении зон различного минерального состава и строения. Например, в гранитных пегматитах А. Е. Ферсман выделяет пять главнейших зон, следующих от периферии к центральной части тела:

1) мелкозернистая, аплитовая зона обычно порфириовидного строения;

2) зона письменного гранита с характерной графической структурой;

3) зона крупнокристаллического агрегата пегматоидной структуры;

4) зона выполнения пустот путем последовательного наложения или замещения с характерной друзовой текстурой;

5) зона гидротермального минералообразования с развитием зонарной крустификационной текстуры.

Для пегматитов характерно образование крупных кристаллов (нередко гигантских размеров), особенно в центральной части пегматитовых тел. Например, масса кристаллов микроклина в пегматитовых жилах Норвегии достигает 100 т, а на Урале описана каменоломня, расположенная в одном кристалле амазонита. Размеры пластин мусковита достигают 3—5 м², а биотита — 7 м². Кристаллы берилла имеют иногда массу до 18 т и достигают в длину 5,5 м (штат Мэн в США).

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Минеральный состав гранитных пегматитов отличается не только большим разнообразием, но и рядом характерных особенностей. Из последних прежде всего отметим общность минерального состава пегматитов с составом исходных материнских пород — гранитов и гранодиоритов.

Действительно, главную массу пегматитового тела составляют важнейшие породообразующие минералы гранитов: кварц, поле-

вой шпат, слюда. Да и сравнительно редкие минералы пегматитов встречаются в виде аксессуарных примесей в гранитах.

Кроме того, для гранитных пегматитов характерны минералы, содержащие летучие компоненты: H_2O , HCl , HF , H_3BO_3 , H_3PO_4 и др. К числу таких минералов относятся: мусковит $KAl_2 \times [AlSi_3O_{10}][OH]_2$, содержащий воду; топаз $Al_2[SiO_4][Fe, OH]_2$; турмалин $(Na, Ca)(Mg, Al)_6[B_3Al_3Si_6(O, OH)_{30}]$; берилл $Be_3Al_2 \times [Si_6O_{18}]$ и др.

В пегматитах встречаются также минералы, которые в других эндогенных месторождениях представляют большую редкость. Это соединения ниобия, тантала, циркония, лития, рубидия, цезия, а также элементов группы редких земель, таких, как лантан, церий, самарий, иттрий, диспрозий, эрбий и др.

К числу таких редких, но ценных минералов относятся следующие: пирохлор $(Na, Ca, Ce, \dots)Nb_2O_6[Fe, OH]$; монацит $(Ce, La, \dots)PO_4$; ксенотим YPO_4 ; ортит $(Ca, Ce)_2 \times (Al, Fe)_3Si_3O_{12}[O, OH]$; колумбит $(Fe, Mn)Nb_2O_6$; танталит $(Fe, Mn)Ta_2O_6$; сподумен $LiAl[Si_2O_6]$; лепидолит $KLi_{1,5}Al_{1,5} \times [Si_3AlO_{10}][F, OH]_2$.

Обычные рудные минералы в пегматитах распространены широко, однако иногда используются промышленностью. К числу таких относятся: вольфрамит $(Fe, Mn)WO_4$; касситерит SnO_2 ; молибденит MoS_2 ; ильменит $FeTiO_3$; висмут Pb и др.

Пегматиты щелочных изверженных пород (сиенитов, нефелиновых сиенитов) встречаются значительно реже гранитных пегматитов и имеют меньшее промышленное значение. В щелочных пегматитах практический интерес представляют минералы: ильменорутил, пирохлор, лопарит, циркон, содержащие тантал, ниобий, титан и редкие земли.

ГЕНЕЗИС ПЕГМАТИТОВ

Генезис пегматитов является очень сложным и в настоящее время дискуссионным вопросом. Даже место пегматитов в генетической классификации нельзя считать твердо установленным: одни исследователи выделяют их в самостоятельную категорию пегматитовых месторождений, другие — относят к магматическим, а третьи — к постмагматическим образованиям.

Многочисленные гипотезы образования пегматитов можно свести к трем группам:

- а) выделение пегматитов из остаточного расплава магмы;
- б) образование их метасоматическим путем;

в) образование путем перекристаллизации пород и их последующего метасоматоза.

Гипотеза остаточных расплавов

Эта гипотеза, предложенная В. Бреггером в 1890 г., наиболее детально была разработана А. Е. Ферсманом (1932 г.) По представлениям А. Е. Ферсмана, пегматит является определенным

геологическим и геохимическим телом, образование которого связано с остаточным расплавом магмы, характеризующимся высоким содержанием летучих компонентов. Пегматиты образуются на больших глубинах (несколько километров) при очень высоком внешнем давлении (сотни или тысячи килограмм-сил на квадратный сантиметр) и температуре от 700 до 400°C.

Роль летучих компонентов (HF , H_2S , H_2O , CH_4 , H_3BO_3 , H_3PO_4 и др.) в пегматитах сводится к следующему. Они понижают температуру кристаллизации расплава и обуславливают меньшую вязкость магмы, что способствует ее дифференциации и образованию более крупных и совершенных по форме кристаллов. Например, при содержании 1% H_2O температура плавления расплава понижается на 30—50°C, а при содержании 10—12% H_2O — на 300—400°C. Кроме того, летучие компоненты вызывают известное внутреннее напряжение магматического расплава, что способствует большой подвижности его среди окружающих пород. Когда расплав, отделившись от магматического очага, внедряется в открытую полость или тектонически нарушенную зону, начинается его кристаллизация. Так как расплав теперь не имеет связи с магматическим очагом, то система в физико-химическом отношении будет замкнутой, или закрытой.

Кристаллизация расплава А. Е. Ферсман рассматривает в соответствии с эволюционной теоретической схемой Фогта—Ниггли, которая допускает неограниченную растворимость в магме летучих соединений.

В физико-химической диаграмме кристаллизации гранитных пегматитов (рис. 40), принятой А. Е. Ферсманом, выделяются эпимагматический, пневматолитический и гидротермальный этапы. Среди них последовательно выделяются девять геофаз¹: В, С, D, E, F, G, H, J, K.

Геофаза В (800—700°C) — эпимагматическая, образуются контактовые мелкозернистые зоны, отделяющие пегматит от вмещающей породы.

Геофаза С (700—600°C) — пегматитовая, возникает графическая зона с закономерным срastанием кварца и полевого шпата. Образуется эвтектика, кристаллизующаяся при минимальной температуре и состоящая из полевого шпата — микроклина (74%) и кварца (26%). Такие срastания носят название письменный гранит, или еврейский камень.

Геофазы D—E (600—500°C) — пегматоидные с характерными минералами турмалином, мусковитом, бериллом, топазом, дымчатым кварцем и др.

Геофазы F—G (500—400°C) — надкритические, образуются зеленые слюды, альбит, лепидолит с характерным замещением ранее образованных минералов.

¹ По современной терминологии геофазы следует называть стадиями процесса.

Геофазы Н—J—K (400—100°C) — гидротермальные с характерными минералами жильбертитом, сульфидами, карбонатами и цеолитами.

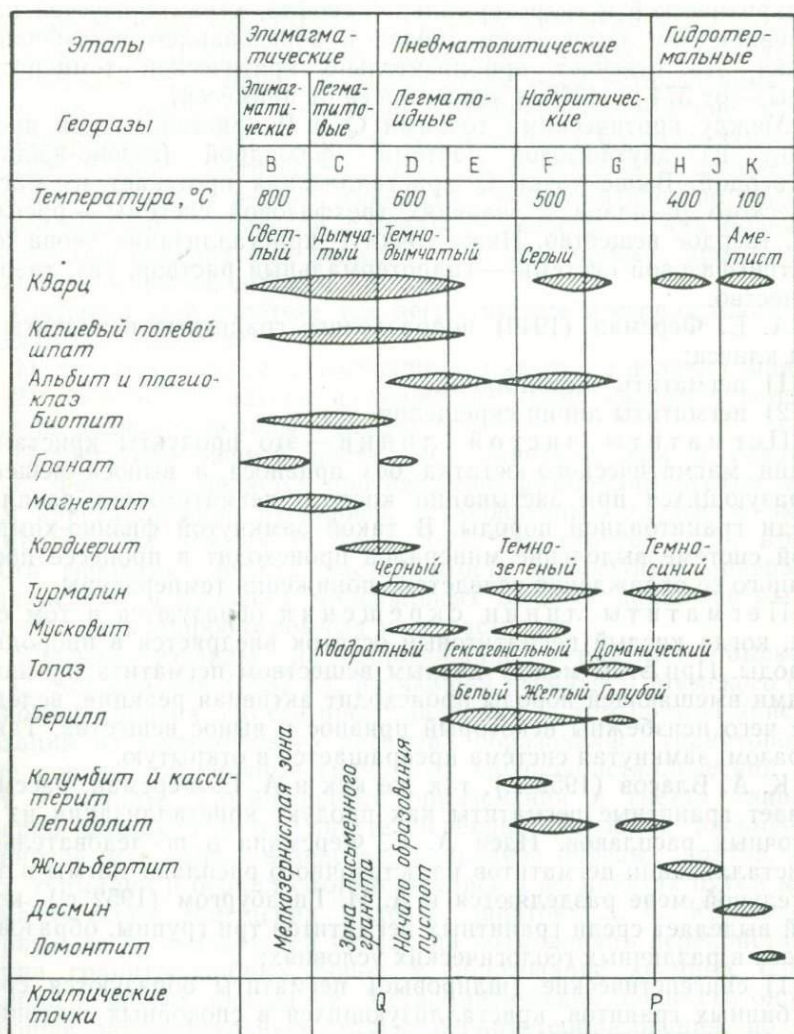


Рис. 40. Геохимическая диаграмма для Мурзинского месторождения самоцветов на Урале. По А. Е. Ферсману

Собственно пегматитовый процесс ограничивается двумя критическими точками — верхней Q и нижней P. Верхняя критическая точка Q, отвечающая границе между пегматитовой и пегматоидными геофазами, характеризуется сменой биотита мусковитом,

окончанием кристаллизации письменного гранита и, наконец, что самое важное,— переходом α -модификации кварца в β -модификацию при температуре около 575°C.

Нижняя критическая точка Р, располагающаяся на границе надкритической и гидротермальной геофаз, характеризуется растворением или замещением топаза и образованием жильбертита. Точка эта отвечает приблизительно критической температуре воды — от 374 до 400° (в зависимости от примесей).

Между критическими точками Q и Р кристаллизация происходит из двухфазовой системы — флюидной (газово-жидкой) и твердой. Выше точки Q кристаллизация протекает из магматического расплава в условиях трехфазовой системы — расплав, газ, твердое вещество. Ниже точки Р кристаллизация снова идет из трехфазовой системы — гидротермальный раствор, газ, твердое вещество.

А. Е. Ферсман (1940) подразделяет гранитные пегматиты на два класса:

- 1) пегматиты чистой линии;
- 2) пегматиты линии скрещения.

Пегматиты чистой линии — это продукты кристаллизации магматического остатка без привноса и выноса веществ, образующихся при застывании кислого пегматитового расплава среди гранитоидной породы. В такой замкнутой физико-химической системе выделение минералов происходит в процессе постепенного ее охлаждения вследствие понижения температуры.

Пегматиты линии скрещения образуются в том случае, когда кислый пегматитовый остаток внедряется в инородные породы. При этом между кислым веществом пегматита и основными вмещающей породы происходит активная реакция, вследствие чего неизбежны некоторый привнос и вынос вещества. Таким образом, замкнутая система превращается в открытую.

К. А. Власов (1952 г.), так же как и А. Е. Ферсман, рассматривает гранитные пегматиты как продукт кристаллизации из остаточных расплавов. Идеи А. Е. Ферсмана о последовательной кристаллизации пегматитов из остаточного расплава магмы в значительной мере разделяются и А. И. Гинзбургом (1952 г.), который выделяет среди гранитных пегматитов три группы, образовавшиеся в различных геологических условиях:

- 1) сингенетические (шпировые) пегматиты образуются среди глубинных гранитов, кристаллизующихся в спокойных тектонических условиях;
- 2) эпигенетические (выжатые) пегматиты, кристаллизующиеся в спокойной тектонической обстановке;
- 3) эпигенетические (выжатые) пегматиты, кристаллизующиеся в условиях часто меняющегося давления.

Выделенные три группы пегматитов, образующиеся в различных геологических условиях, хотя и имеют близкий минеральный состав, отличаются по условиям залегания, морфологии тел, текстурным и структурным особенностям. Они представляют совер-

шенно различную практическую ценность и требуют различного подхода к их разведке и оценке.

Гипотеза метасоматоза

Эта гипотеза впервые была предложена американскими учеными Ф. Хессом, В. Шаллером и К. Ландесом. Сущность гипотезы заключается в следующем. Вначале путем раскristаллизации пегматитового расплава возникали крупнокристаллические кварц-полевошпатовые породы. Затем под влиянием постмагматических растворов метасоматическим путем образовывались письменные граниты, слюды и редкие минералы. Метасоматические явления сопровождалось привносом в жилы и выносом из них большого количества минеральных веществ, т. е. этот процесс протекал по принципу открытой системы.

Согласно этой гипотезе все пегматитовые месторождения разделялись на два типа:

- 1) простые пегматиты, состоящие из кварца и полевых шпатов;
- 2) сложные пегматиты, содержащие кроме кварца и полевых шпатов редкие минералы и слюды.

Недостатком первой части этой гипотезы, как и гипотезы А. Е. Ферсмана, является противоречие физико-химическим законам кристаллизации расплавов, установленным на основе экспериментальных данных Р. Горансона. Несостоятельность второй части гипотезы — низкая растворимость силикатных минералов. Для выноса и привноса минеральных веществ пришлось бы допустить циркуляцию огромных масс растворов.

Близкие взгляды на образование пегматитов высказал Д. С. Коржинский (1937 г.), изучавший пегматиты Мамского слюдоносного района. По его представлениям, путем прямой кристаллизации из пегматитового расплава образовались гранитоподобные породы, письменные граниты и крупнокристаллический биотит в граните. Пегматоидные образования и гнезда сливного кварца возникли в результате перекристаллизации письменных гранитов, мусковит — вследствие гидролиза полевых шпатов. Апатит, турмалин и берилл сформировались в пегматитах путем метасоматического замещения полевых шпатов. Д. С. Коржинский первым из исследователей указал на возможность перекристаллизации гранитоподобных пород и образование крупных блоков кварца и других минералов. Метасоматические процессы, определяющие заключительную стадию пегматитообразования, по данным Д. С. Коржинского, протекали по принципу открытой системы.

Гипотеза перекристаллизации магматических пород и их последующего метасоматоза

А. Н. Заварицкий (1947 г.) рассматривал пегматиты как промежуточные образования между изверженными горными породами

и рудными жилами и относил их к постмагматическим месторождениям.

Процесс формирования пегматитов А. Н. Заварицким представлен в следующем виде. Исходя из низкого предельного содержания летучих (воды) в магме, следует допустить, что отделение газовой фазы от магматического расплава будет происходить на большой глубине при высоком давлении, если только концентрация летучих в магме превысит предельные значения. Следовательно, застывание магматической системы обязательно завершится отделением газовой фазы. Эта газовая фаза находится вначале в равновесии с выделившимися твердыми минералами и представляет собой раствор, насыщенный компонентами этих минералов. В газовой фазе находятся не молекулы силикатных минералов, а их составные части.

Следовательно, А. Н. Заварицкий отрицает существование особой пегматитовой магмы или пегматитового расплава, а признает существование пегматитообразующего газового раствора. Этот раствор, проникая по порам и трещинам, способствует преобразованию вмещающей породы, перекристаллизации в ней мелких или тонкозернистых образований в крупнозернистые пегматиты.

Таким образом, пегматиты представляют собой перекристаллизованные участки материнских пород: гранитов, аплитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов и др. Процесс перекристаллизации происходит в замкнутой системе.

В дальнейшем газовый раствор диффундирует через боковые породы и, выделяясь, подвергается фракционной дистилляции. При этом состав раствора изменяется, и из него выпадают некоторые минералы. Кроме того, минералы, бывшие в равновесии с раствором, становятся неустойчивыми в изменившемся растворе и подвергаются новому растворению и замещению другими минералами. Поскольку процесс метасоматического замещения сопровождается выносом из раствора некоторых составных его частей, система из замкнутой превращается в открытую.

Итак, А. Н. Заварицкий выделяет два этапа формирования пегматитов.

Первый этап — перекристаллизация материнской породы под воздействием газового раствора, второй — сжижение раствора, выпадение из него минералов, замещение ранее выделившихся минералов вследствие изменения состава раствора и образование редких минералов пегматитовых жил.

В. Д. Никитин (1950, 1955 гг.), изучавший пегматиты Карелии и Кольского полуострова, предложил гипотезу генезиса пегматитов, близкую к гипотезе А. Н. Заварицкого (Никитин, 1967). По его мнению, пегматиты образуются в результате перекристаллизации первоначально мелкозернистых магматических пород типа гранитов или аплитов. Перекристаллизация, представляющая собой первую стадию процесса, происходит при воздействии на указанные породы горячих водных растворов. Это будут постмагматические растворы, поднимающиеся с глубины, а не остаточные

газовые растворы самой магмы, как считает А. Н. Заварицкий (1953).

Вторая стадия процесса — метасоматоз, в результате которого образуются слюды и рудные минералы. Весь процесс формирования пегматитов, обе его стадии, по В. Д. Никитину, протекают по принципу открытой системы.

Итак, несмотря на большое число различных гипотез, вопрос о генезисе пегматитов до сих пор не решен и остается дискуссионным. Вероятно, наиболее приемлемы для учебных целей генетическая схема и классификация А. Е. Ферсмана. Они достаточно последовательны и базируются на большом фактическом материале, вполне удовлетворительно объясняют геолого-морфологические и структурно-минералогические особенности пегматитов, существенно отличающихся и от магматических, и от постмагматических месторождений. Кроме того, теоретические позиции А. Е. Ферсмана не так односторонни, как считают некоторые исследователи. Действительно, он рассматривает не только замкнутые, но и открытые физико-химические системы, признает важную роль метасоматического замещения в образовании более поздних стадий пегматитов и, наконец, допускает вынос летучих соединений из магмы и образование параллельно с пегматитами рудных жил. Данные из опытов Горансона, проводившихся в лабораторных условиях, не раскрывают полностью весьма сложных физико-химических процессов, происходящих в магме на большой глубине (см. гл. 10, опыты Дж. Кеннеди).

КЛАССИФИКАЦИЯ ПЕГМАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ИХ ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ И ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ

А. Е. Ферсман среди пегматитовых месторождений чистой линии и линии скрещения выделяет по составу следующие типы.

Пегматиты чистой линии

1. Обычные и церовые пегматиты (с ортитом и монацитом) — Северная Каролина в США, Квебек в Канаде.
2. Пегматиты с редкими элементами (Ti, Nb, Ta, TR, U) — СССР, Финляндия, Норвегия (рис. 41).
3. Бор-фтористые (шерл-мусковитовые) пегматиты — Восточная Сибирь, Индия, Африка (рис. 42).
4. Фтор-бериллиевые пегматиты (с топазом) — Урал, Северная Монголия.
5. Натро-литиевые пегматиты — Забайкалье, Восточная Сибирь, Мадагаскар, Канада.
6. Марганцево-фосфатные пегматиты — Баварский лес, Калифорния, Финляндия.
7. Фтор-алюминиевые (криолитовые) пегматиты — Гренландия, Урал.
8. Фтор-карбонатные пегматиты — Колумбия.

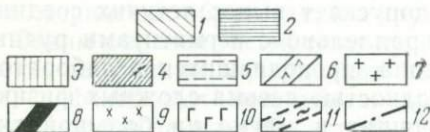
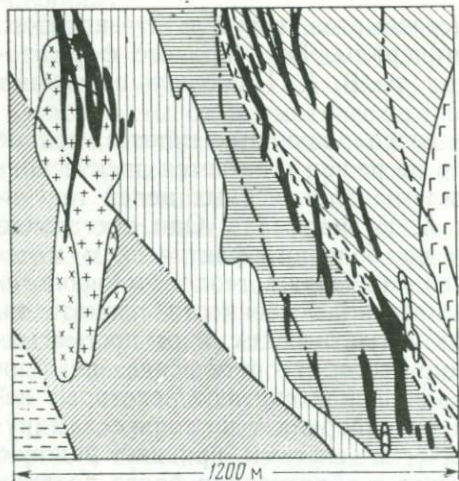


Рис. 41. Схема геологического строения участка редкометалльного пегматитового месторождения. По В. Моргуну (1968 г.).

1—5 — породы далдарминской свиты верхнего протерозоя: 1 — сланцы кварц-биотитовые, алевролитовые и др., 2 — сланцы и песчаники различного состава, 3 — сланцы различного состава, 4 — сланцы, песчаники, конгломераты, 5 — сланцы различного состава; 6 — дайки диабазов; 7 — биотитовые граниты, гранодиориты; 8 — пегматитовые жилы; 9 — гранодиориты, диориты, габбродиориты; 10 — амфиболитизированное габбро и ортоамфиболиты; 11 — зона взбросасдвига; 12 — тектонические нарушения

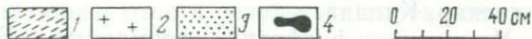
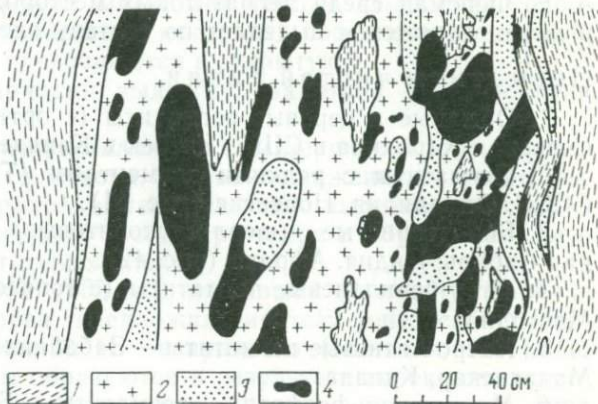


Рис. 42. Сечение перекристаллизованного пегматита жилы 4 Мамско-Чуйского месторождения мусковита. По Г. Кулешову и др.

1 — гнейсы; 2 — мелко- и среднезернистые пегматиты; 3 — кварц; 4 — мусковит

Пегматиты линии скрещения

1. Пегматиты с пневматолитовым избытком — Шерловая гора (Sn, W) в Забайкалье, Циннвальд (Sn) в Саксонии.

2. Контактные пегматиты с диопсидом и роговой обманкой — Южная Норвегия, Мадагаскар; с андалузитом — Туркестано-Алайский хребет.

3. Мигматические пегматиты — Изумрудные копи, Борзовское месторождение корунда на Урале.

4. Пегматиты особого состава — графитовые пегматиты Гренландии и церитовые пегматиты Швеции и Южного Урала.

Классификация пегматитов как источника редких и редкоземельных элементов дана А. И. Гинзбургом (1964 г.).

В. И. Смирнов (1976) выделяет тип метасоматически замещенных пегматитов. Они не только перекристаллизованы, но и метасоматически переработаны под воздействием горячих газовой-водных минерализованных растворов. Для них типично наиболее полное зональное строение (рис. 43) и наличие открытых поло-

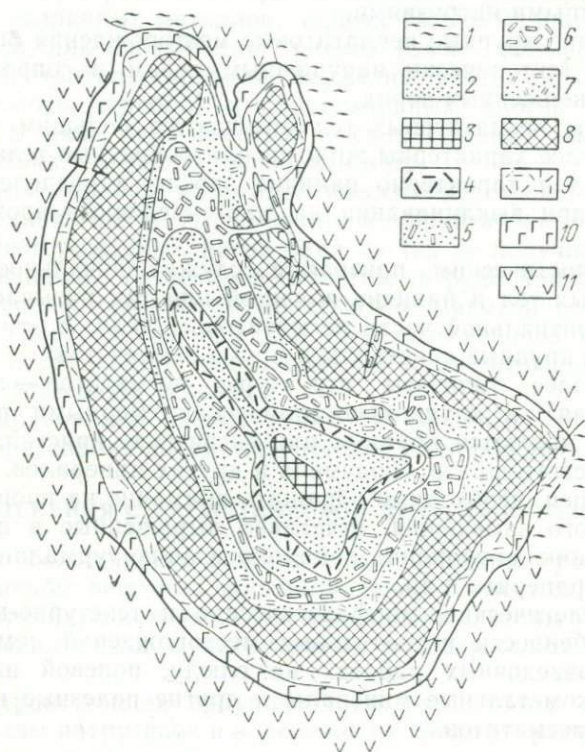


Рис. 43. Сечение метасоматически замещенного пегматита. По Н. А. Солодову.

1 — наносы; 2 — зона блокового кварца; 3 — зона крупноблокового микроклина II; 4 — зона мелкопластинчатого альбита; 5 — кварц-сподуменовая зона; 6 — клеваданит-сподуменовая зона; 7 — зона кварц-мусковитовых гнезд; 8 — зона крупноблокового микроклина I; 9 — зона гнезд мелкозернистого альбита; 10 — графическая кварц-микроклиновая зона; 11 — вмещающие породы

стей с друзами кристаллов. Из метасоматически замещенных пегматитов добываются горный хрусталь, драгоценные камни, оптический флюорит, руды цезия, рубидия и редкие земли.

Диагностическими признаками пегматитовых месторождений являются геологические условия их залегания, структурно-морфологические особенности, парагенетические ассоциации минералов и гидротермально-метасоматические изменения. Исходя из представлений А. Е. Ферсмана и А. И. Гинзбурга об условиях образования пегматитов, при их поисках необходимо руководствоваться следующими критериями.

1. Пегматитовые тела залегают среди материнских гранитоидных пород, в зоне эндо- и экзоконтакта гранитных массивов, в участках прогиба кровли в крупных ксенолитах вмещающих пород и вдали от материнских интрузивов среди осадочно-метаморфической толщи. Во многих случаях пегматитовые тела встречаются группами, образуя очень крупные пегматитовые поля.

2. Пегматиты линии скрещения встречаются среди основных и ультраосновных пород, но для них характерна также связь с гранитоидными интрузиями.

3. Нередко крупные пегматитовые месторождения бывают приурочены к тектонически нарушенным зонам и сопровождаются дайками изверженных пород.

4. Формы пегматитовых тел отличаются большим разнообразием, наиболее характерны жилы- и плитообразные тела. Для пегматитовых тел характерно наличие апофиз и разделение основного тела при выклинивании на многочисленные прожилки или «пальцы».

5. Диагностическим признаком служат зональное строение пегматитовых тел и наличие полостей или так называемых занорышей в центральной части пегматитового тела. В этих полостях образуются крупные кристаллы и друзы самоцветов.

6. Наиболее типичные структуры пегматитов — письменная (графическая) и крупнокристаллическая. Верными признаками пегматитов являются крупные или гигантские кристаллы кварца, слюды, полевого шпата, сподумена и других минералов.

7. Наконец, необходимо обращать внимание на процессы метасоматического замещения, отчетливо выраженные в пегматитах: альбитизацию микроклина, лепидолитизацию турмалина, мусковитизацию кордиерита и др.

Эти геологические, морфологические и текстурно-парагенетические особенности пегматитовых месторождений помогают при поисково-разведочных работах на слюду, полевой шпат, самоцветы, редкометалльные минералы и другие полезные ископаемые гранитных пегматитов.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Постмагматические месторождения образуются за счет минерализованных газов или растворов, отделяющихся от магматического тела или из другого источника. Месторождения формируются как среди изверженных, так и в пределах осадочных и метаморфических пород. Постмагматические месторождения подразделяются на семь классов (см. гл. 7); карбонатитовые, скарновые, альбитит-грейзеновые, гидротермальные, неовулканические, телетермальные (стратиформные) и вулканогенно-осадочные.

Большинство постмагматических месторождений играют исключительно важную роль в народном хозяйстве. Они служат источником руд различных металлов: черных (железо), цветных (медь, цинк, свинец, никель, кобальт), редких (олово, вольфрам, молибден, ниобий, тантал, цирконий, бериллий, ртуть, сурьма), благородных (золото, серебро) и радиоактивных, иногда рассеянных элементов, а также ряда неметаллических полезных ископаемых — асбеста, талька, магнезита, флюорита и др.

Выяснение генезиса постмагматических месторождений — важная, но трудная задача. Имеется много теорий и гипотез образования этих месторождений, но ни одна из них не получила еще всеобщего признания. Такое состояние теории рудообразования объясняется исключительной сложностью постмагматических процессов, малой доступностью их для непосредственного наблюдения в природе и трудностью постановки экспериментов, вполне отвечающих естественным условиям.

Ниже критически рассматриваются основные теоретические вопросы образования постмагматических месторождений.

СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬЮ

По мнению большинства советских и зарубежных ученых, главным источником вещества постмагматических месторождений являются интрузии, с которыми месторождения связаны генетически. Наличие такой связи с интрузивами подтверждают следующие признаки:

- 1) пространственная приуроченность рудных тел к эндо- или экзоконтактам интрузивов и залегание их среди скарнов;
- 2) приуроченность ряда гидротермальных месторождений к определенным изверженным породам, наблюдаемая в различных горнорудных районах;
- 3) наличие месторождений переходного типа между скарновыми (явно связанными с интрузивами) и гидротермальными,

а также между высокотемпературными штокверковыми, залегающими в интрузивах, и среднетемпературными жильными, залегающими в породах кровли;

4) первичная зональность, т. е. закономерность пространственного размещения постмагматических рудных месторождений по отношению к массивам изверженных горных пород;

5) пространственная приуроченность рудных жил к дайкам изверженных горных пород, обычно указывающая на связь тех и других с общим магматическим очагом;

6) синхронность образования изверженных горных пород и приуроченных к ним месторождений полезных ископаемых, т. е. близкий возраст месторождений и вмещающих их изверженных пород;

7) геохимические признаки связи постмагматических месторождений и изверженных пород. Для акцессорных минералов изверженных пород нередко устанавливаются те же парагенетические ассоциации, что и для минералов близкорасположенных рудных жил. Кроме того, в акцессорных и соответствующих рудных минералах часто находятся одни и те же элементы-примеси редких и рассеянных элементов. Отмечается также металлогеническая специализация изверженных пород, т. е. повышенное содержание в них тех металлов, рудные месторождения которых характерны для данного района.

Наконец, ценные результаты могут быть получены при сравнительном изучении в интрузивных породах и месторождениях изотопов некоторых характерных элементов (свинца, серы, углерода и др.).

Кроме вышеприведенных признаков связи оруденения с интрузивами можно указать многочисленные примеры образования рудных и нерудных полезных ископаемых в вулканических областях многих районов мира.

О ПЕРВОИСТОЧНИКЕ РУДОНОСНЫХ РАСТВОРОВ

Главным компонентом постмагматических растворов является вода. Она может иметь различное происхождение: ювенильное, метеорное и метаморфическое.

Ювенильная вода может быть магматической, выделившейся при кристаллизации расплава, и глубинной, образованной за счет дегазации мантии Земли.

Метеорная (или вадозная) вода имеет в основном поверхностное происхождение. Вадозные воды, просачиваясь через пористые и трещиноватые породы, проникают на глубину 2—3 км и более, там нагреваются, становятся активными и минерализуются за счет выщелачивания компонентов окружающих пород (Чухров, 1974). Проникая на глубину, вадозные воды могут смешиваться с ювенильными и образовывать гидротермальные минерализованные растворы.

Метаморфическая вода образуется в результате дегидратации гидроксилсодержащих минералов и воды, содержащейся в порах и капиллярах осадочных пород. Количество воды в осадочных породах может достигать 30% и более от массы породы, но в интенсивно метаморфизованных породах содержание ее обычно не превышает 1—1,5%. Поэтому возможно возникновение больших масс метаморфических вод, которые, реагируя с окружающими породами, становятся минерализованными и могут принимать участие в гидротермальном процессе.

В. И. Смирнов (1976), учитывая наблюдаемые геологические данные, установленные вариации соотношений изотопов серы и другие признаки, выделяет три группы источников минеральных веществ постмагматических месторождений: ювенильные, ассимиляционные и фильтрационные.

Ювенильные магматические источники рудообразующих веществ являются производными первичной подкоровой базальтовой магмы, отделяющимися от нее при подъеме и остывании в пределах земной коры. Кроме магматических месторождений (Cr, Ti, Cu, Ni, Pt) этот источник питал рудообразование скарновых и колчеданных месторождений.

Ассимиляционные магматические источники рудообразования связаны с гранитной коровой магмой, имеющей палингенное происхождение. Таким путем возникают высокотемпературные альбитит-грейзеновые и гидротермальные месторождения.

Фильтрационные внемагматические источники обусловлены заимствованием рудообразующих веществ на пути циркуляции растворов, имеющих немагматическое происхождение. Так образуются стратиформные полиметаллические месторождения, залегающие в толщах карбонатных пород вне видимой связи с магматизмом.

ГИПОТЕЗА Д. С. КОРЖИНСКОГО О СКВОЗЬМАГМАТИЧЕСКИХ (ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИХ) РАСТВОРАХ

Сквозьмагматические растворы возникают в результате дегазации мантии Земли и поднимаются с очень больших глубин (сотни километров). Находясь в надкритическом состоянии, эти растворы проникают через толщу земной коры. Обладая большим запасом энергии, они по пути взаимодействуют с окружающими породами, в результате чего последовательно происходят следующие процессы (снизу вверх): 1) образование магматических пород вследствие процессов гранитизации; 2) метасоматическое замещение окружающих пород еще в магматическую стадию процесса; 3) кристаллизация магмы, отделение от нее постмагматических растворов и отложение из них руд.

Согласно этой гипотезе связь рудообразования с магматическими телами (интрузивами) не прямая, а косвенная. Д. С. Коржинский не отрицает связи постмагматических месторождений

с интрузивными, но считает, что первоисточники интрузивов и постамагматических руд расположены в глубинах Земли.

Проблема первоисточников рудного вещества эндогенных месторождений рассмотрена В. И. Рехарским и И. Д. Рябчиковым, а также в специальной работе «Источники рудного вещества эндогенных месторождений» (1976).

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ПОСТАМАГМАТИЧЕСКИХ РАСТВОРОВ

До 40-х годов нашего столетия господствующей теорией образования постамагматических месторождений как в СССР, так и за рубежом была так называемая эволюционная гипотеза кристаллизации бинарной системы, предложенная П. Ниггли и Х. Фогтом и принятая в СССР А. Е. Ферсманом и др. Эти исследователи, исходя из неограниченной растворимости летучих соединений в силикатном расплаве, представляли себе кристаллизацию магмы как непрерывный и эволюционный процесс.

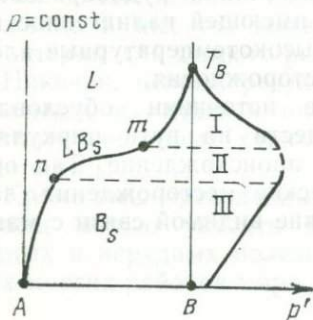


Рис. 44. Диаграмма кристаллизации расплава с неограниченной растворимостью компонентов (система второго типа П. Ниггли). A — летучий компонент (H_2O); B — нелетучий компонент (силикат); T_B — температура кристаллизации вещества B ; L — силикатный расплав; B_S — твердая фаза вещества B ; LB_S — расплав и выделяющееся из него вещество B ; m , n — верхняя и нижняя критические точки; p' — внутреннее давление газа в системе

Диаграмма П. Ниггли (точнее, изобарическое сечение системы второго типа с двумя критическими точками P и Q на трехфазовой кривой) представляет собой кривую кристаллизации системы из двух компонентов: нелетучего — силиката и летучего — воды. Эта диаграмма рассматривается как элементарный аналог силикатного расплава — магмы (рис. 44).

По мере охлаждения расплава, состоящего из нелетучего силиката B и летучего вещества A , происходит последовательный и непрерывный переход силикатного расплава в твердую фазу и жидкий гидротермальный раствор. На всем интервале концентраций от B до A существует молекулярно-дисперсная насыщенная фаза, т. е. насыщенность силиката B летучими A , что позволяет относить систему П. Ниггли к типу систем с неограниченной взаимной растворимостью компонентов.

В левой части диаграммы изображена кривая концентрации воды в магме по мере снижения температуры системы от 1000 до

50°C. В правой части показана кривая изменения давления паров воды, разделяющая весь процесс на три этапа: магматический (I), пегматит-пневматолитовый (II), и гидротермальный (III).

Большое влияние на развитие теории образования постмагматических месторождений оказали эксперименты по выяснению роли летучих соединений в магме. Опытами Р. Горансона (1931 г.) доказана ограниченная растворимость летучих соединений в магме. Р. Горансон нагревал в запаянных чугунных бомбах при высоких температуре и давлении порошок гранита с водой. Было доказано, что для гранита при постоянном давлении 852 кгс/см² (980 бар) с повышением температуры растворимость воды уменьшается и составляет при температуре 1000°C всего лишь 5,5%.

	Температура, °C	Содержание воды, %
600	6,7
800	6,0
1000	5,5
1200	4,8

В 1938 г. Р. Горансон установил, что при температуре 1000°C для порошка альбита с водой с повышением давления растворимость воды увеличивается, но при давлении 1000 кгс/см² она не превосходит 5,75% (табл. 15).

Таблица 15

Изменение растворимости воды в расплаве альбита при температуре 1000°C с повышением давления.
По Р. Горансону

Давление, кгс/см ²	500	1000	2000	3000	4000
Глубина *, км	2,0	3,8	7,6	11,4	15,0
Растворимость воды, %	3,75	5,75	8,25	8,80	9,25

* Предполагаемая глубина, соответствующая данному давлению.

Таким образом, при увеличении давления от 500 до 4000 кгс/см², что примерно соответствует глубине 2—15 км, растворимость воды возрастает. Следовательно, в пределе глубин, на которых предполагается рудообразование, максимальное содержание воды в расплаве альбита не может быть выше 9,25%.

В последние годы увеличилось число экспериментальных работ по изучению условий плавления гранитов как за рубежом, так и в СССР. Н. И. Хитаров и др. (1957) провели серию опытов по оплавлению гранита при температуре 800°C, но при различном давлении и разном количестве воды и солей, отвечающих по составу растворимой части жидких включений в пороодообразующих

минералах. Опыты показали, что плавление гранитов зависит от содержания и состава этих флюсующих компонентов и что расплав гранита при давлении 800 кгс/см² содержит всего лишь 5% воды.

По расчетам ученых (А. Кадик, Е. Б. Лебедев, Н. И. Хитаров) кислые магмы содержат не менее 2%, в некоторых случаях до 10% воды, основные около 1%, иногда до 5—6%.

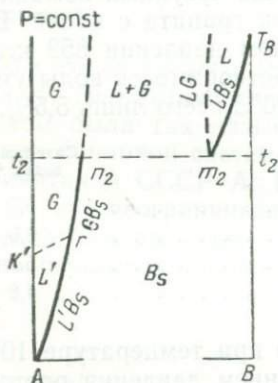


Рис. 45. Диаграмма кристаллизации расплава для системы с ограниченной растворимостью компонентов (система третьего типа В. А. Николаева).

t_2 — вторая точка кипения (ретроградное кипение) при составе фаз: m_2 — жидкой и n_2 — газовой; G — газовая фаза, L' — гидротермальный раствор; K' — граница между газовой и гидротермальной фазами; $L+G$ — магматическая дистилляция (вскипание). Остальные обозначения см. на рис. 44

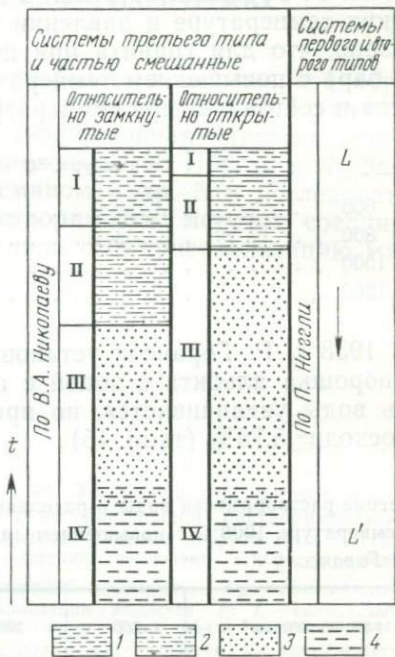


Рис. 46. Схематическое изображение этапов глубинного процесса. По В. А. Николаеву.

I — магматический этап; II — магматическая дистилляция; III — пневматолитовый этап; IV — гидротермальный этап. 1 — расплав переменного состава L ; 2 — расплав с газовой фазой $L+G$; 3 — газовая фаза переменного состава G ; 4 — гидротермальный раствор L'

Экспериментально установленная ограниченная взаимная растворимость в системе породообразующий силикат — вода была теоретически обоснована физико-химическими диаграммами В. А. Николаева (1955). Им была предложена так называемая диаграмма третьего типа с одной критической точкой на трехфазной кривой (рис. 45).

Разрыв на оси концентраций (AB) означает, что при весьма высоких внешних давлениях насыщенные фазы системы (расплав и газообразный надкритический раствор) имеют незначительную концентрацию, а именно: расплав вблизи В (кривая LB_s) содержит лишь 10—15% компонента А, а газообразный надкритический раствор вблизи А (кривая GB_s) содержит немногие доли про-

цента компонента В. Промежуточные концентрации между этими пределами, занимающие большую часть диаграммы, отличаются отсутствием насыщенных молекулярно-дисперсных фаз, что и характеризует систему третьего типа как систему с резко ограниченной взаимной растворимостью компонентов.

Основываясь на ограниченной растворимости летучих соединений в магме, В. А. Николаев представляет процесс образования постмагматических растворов (рис. 46) следующим образом. Эволюция кристаллизующегося расплава протекает в четыре этапа: магматический (L), магматической дистилляции ($L+G$), пневматолитовый (G) и гидротермальный (L'). В магматический этап в остаточном расплаве по мере охлаждения происходит накопление летучих. В некоторый момент содержание их вследствие ограниченной растворимости становится предельным и тогда неизбежно выделение летучих в газовой фазе — начинается этап магматической дистилляции, при которой вся магма как бы бурно вскипает.

При благоприятных условиях (понижение внешнего давления, наличие пористых или трещиноватых вмещающих пород) происходит отделение газовой фазы от смеси расплава и кристаллов, т. е. начинается пневматолитовый этап. Последующее охлаждение газовой фазы приведет к ее сжижению и развитию гидротермального этапа.

Состав отделяющейся газовой фазы будет непрерывно и последовательно изменяться, так как предел насыщения различен для разных летучих компонентов. На основании этого В. А. Николаев приходит к заключению о пульсирующем характере магматической деятельности и считает, что газовая фаза и жидкий раствор неоднократно отделяются от магматического тела. Эти постмагматические продукты, имеющие различный состав в разное время их отделения, поступают как в оболочку магматического тела, так и в окружающие породы, где и происходит образование постмагматических месторождений.

Американский ученый Дж. Кеннеди (1960, 1962 гг.), используя весьма совершенную аппаратуру, в условиях очень высоких давлений (до 10 000 бар или 8700 кгс/см²) и температуры (1000°C) исследовал систему (расплав) H_2O-SiO_2 . Была установлена верхняя критическая точка системы при давлении 9,7 кбар и температуре 1080°C. В этой точке еще может находиться гомогенная жидкость (расплав) состава SiO_2 75% и H_2O 25%, т. е. вода около этой точки растворяет большое количество кремнезема, содержание воды (летучих) достигает при этом 25%, а не ограничивается 5—9%, как это считал Р. Горансон. Критическая точка Кеннеди отвечает глубинам в земной коре 25—30 км.

В. П. Петров (1964 г.) на основании этого эксперимента делает вывод, что на указанной глубине может существовать неограниченная растворимость воды в магме. Следовательно, силикатный расплав и вода в определенных пределах температуры, давления и глубины ведут себя так, как это предполагается схемой Фогта—

Ниггли. Признавая справедливость этой схемы, можно допустить формирование наиболее глубинных типов пегматитов согласно представлениям о их генезисе А. Е. Ферсмана.

Какая же должна быть химическая реакция продуктов, отделяемых магмой,—кислая или щелочная? Наблюдения в вулканических областях указывают на выделение в поверхностных условиях громадного количества паров серной, соляной и фтористоводородной кислот. Например, на Курильских островах горячие источники выносят в год более 250 тыс. т серной и более 100 тыс. т соляной кислот. Учитывая это обстоятельство, а также нахождение в рудных телах и вмещающих породах минералов, содержащих бор (турмалин), хлор (скаполит), фтор (топаз, флюорит), фосфор (апатит), ряд советских и американских ученых (В. А. Николаев, Э. Ингерсон, К. Феннер и др.) пришли к выводу о выделении из магмы на глубине первоначально кислого газа. Этот газ затем конденсируется в кислый раствор, из которого и выпадают минералы гидротермальных месторождений. В противоположность этому Л. Грейтон и ряд советских ученых, учитывая нахождение в рудах щелочных пироксенов, амфиболов и карбонатов, а также процессы микроклинизации (К) и доломитизации (Mg) вмещающих пород, пришли к выводу, что гидротермы выделяются из магмы в виде истинных разбавленных щелочных растворов, из которых и образуются минералы рудных жил.

Идею о кислом газе, выделяемом из магмы, поддерживает и В. А. Николаев. Но кислый газ по мере движения от магматического очага вверх может переходить в кислый раствор, который, перемещаясь дальше среди толщи пород кровли, постепенно нейтрализуется и становится щелочным раствором.

А. Г. Бетехтин (1955), рассмотрев вопрос о характере постмагматических растворов, пришел к выводу, что гидротермальные растворы в момент их возникновения в глубинных условиях должны быть кислыми, слабощелочными или нейтральными. Большое влияние на характер растворов, по его мнению, оказывают не только температура и давление, но и окислительно-восстановительный потенциал окружающей среды.

По представлениям С. И. Набоко, при отделении летучих из магмы малых глубин формируются кислые хлористо-водородные минерализованные растворы. Из магмы больших глубин образуются близкие к нейтральным гидротермы хлоридного натриевого состава.

Оригинальную трактовку химического состава гидротермальных растворов предложил Д. С. Коржинский, который выделяет три стадии состояния растворов.

Ранняя щелочная высокотемпературная стадия следует за кристаллизацией гранитов. Она протекает под воздействием растворов, приносящих в боковые породы калий, натрия и магний. Происходят микроклинизация (К), альбитизация (Na), развитие щелочных амфиболитов и пироксенов, предшествующих рудообразованию. Ранняя стадия характерна для некоторых

месторождений железных руд (Кривой Рог, КМА, Абакан) и месторождений альбититов (Na), флогопита (Mg) и магнезиальных скарнов (Mg).

Средняя кислотная стадия возникает при умеренной температуре. В эту стадию повышается активность анионов в растворе и происходит выщелачивание боковых пород под воздействием кислых растворов. Стадия типична для месторождений в грейзенах (F, B), вторичных кварцитах, каолинизированных и окварцованных породах. Кислотные компоненты, поднимаясь быстрее оснований, образуют опережающую волну кислотности компонентов.

Поздняя щелочная низкотемпературная стадия отмечается при взаимодействии растворов с вмещающими породами. Происходит нейтрализация кислых растворов, которые затем снова становятся щелочными. Об этой стадии свидетельствуют низкотемпературные карбонатные жилы и отложение карбонатов в середине жил. Поступление новых порций щелочных растворов вызывает замещение вольфрамита шеелитом и отложение ортоклазовых и слюдястых прожилков в грейзенизированных породах.

Вопрос о природе гидротермальных рудообразующих растворов весьма обстоятельно рассмотрен в работе А. М. Сечевицы (1976).

ПРИЧИНЫ ДВИЖЕНИЯ РАСТВОРОВ

Пути проникновения минерализованных растворов — поры, пустоты, трещины, разломы — были рассмотрены в гл. 4. Здесь будет освещен важный вопрос о причинах движения растворов от магматического очага к месту формирования рудных залежей.

По данным В. Линдгрена, движущей силой могло служить непрерывное выделение газов, толкающих впереди себя столб конденсированного раствора. Иначе рассматривает этот вопрос В. Х. Эммонс (1937). Основываясь на экспериментальных исследованиях Г. Морья и используя диаграмму П. Ниггли о повышении давления пара остывающего раствора, он приходит к выводу, что огромное давление пара при кристаллизации гранитного расплава достаточно для образования трещин как в оболочке батолита, так и в породах кровли. Это внутреннее давление и способствует перемещению по образовавшимся трещинам постмагматического раствора. Однако гипотеза Эммонса не объясняет установленного факта — давление газа в остывающем расплаве (см. рис. 44) возрастает лишь для магматической и пневматолитовой стадий, для гидротермальной стадии оно сначала высокое, а затем падает.

Л. Грейтон (1946 г.) отрицает роль газовой фазы в движении растворов. По его мнению, подъем растворов происходит под воздействием внешней силы, вследствие выжимающего давления столба вышележащих пород. По мере сокращения объема остающегося магматического раствора должны происходить обрушение свода и образование системы трещин, распространяющихся от

магматического очага до земной поверхности. Гипотеза Л. Грейтона применима к жильным месторождениям, но ее нельзя распространять на все гидротермальные месторождения. Геологи, признающие важную роль в гидротермальном процессе вадозовых вод (А. И. Германов, А. М. Овчинников), объясняют восходящее движение гидротерм гидростатическим напором, возникающим в бассейнах гидротермальных артезианских вод.

А. Г. Бетехтин (1955₁) считает, что при процессах образования гидротермальных месторождений в близповерхностных условиях, связанных с неглубоко залегающими интрузивами, движение растворов могло быть обусловлено разностью более высокого давления, под которым находились растворы на глубине, и пониженного внешнего давления при трещинообразовании. О резком падении внешнего давления говорит обилие в месторождениях малых глубин колломорфных метаколлоидных образований. В глубинных условиях при остывании и затвердевании интрузива в нем должны возникать контракционные трещины. При раскрытии таких трещин в них образуется разреженное пространство (вакуум), что приводит к всасыванию в возникающие полости растворов и их перемещению. Подобным путем могут образовываться рудные тела и в трещинах скалывания, в которых при смещении вдоль плоскости трещины возникают линзовидные полости, сменяющиеся закрытыми участками. Гипотеза А. Г. Бетехтина удовлетворительно объясняет заполнение трещин гидротермальным раствором, но не объясняет его циркуляцию на значительном протяжении.

СПОСОБЫ ПЕРЕНОСА ПОЛЕЗНЫХ КОМПОНЕНТОВ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИМИ РАСТВОРАМИ

П. Гаррелс (1944 г.), основываясь на ничтожном растворении сульфидов в растворах, подсчитал, что для образования средней по величине залежи сульфидной руды потребуется количество воды, равное объему Средиземного моря. Однако опыты, проведенные Я. И. Ольшанским и В. В. Иваненко (1958), не подтвердили выводов Гаррелса о ничтожной растворимости сульфидов. Ими была доказана заметная растворимость сульфидов железа, серебра, меди и кобальта в водных растворах как при комнатной, так и при повышенных температурах (100—350°C).

Экспериментальные исследования Я. И. Ольшанского и В. В. Иваненко (1958) растворимости сернистого серебра в интервале 25—160°C, полученные при использовании радиоактивного изотопа серебра Ag^{110} , показали, что растворимость его зависит как от температуры, так и от величины рН исходных растворов и в общем достигает нескольких миллиграммов на литр, т. е. она достаточна для того, чтобы объяснить образование аргентита путем кристаллизации из водных растворов. Учитывая ограниченную растворимость сульфидов в водных растворах и небольшое

содержание воды в магме, трудно объяснить образование сульфидных залежей, масса руды которых составляет многие миллионы тонн каждая, за счет только истинных водных растворов — производных магматических тел.

Достаточно удовлетворительно перенос минеральных веществ в растворах объясняется с позиций коллоидной гипотезы. Она была предложена еще В. Линдгреном и поддерживается в настоящее время советскими учеными Ф. В. Чухровым (1955), О. Д. Левицким и др. Экспериментами установлено, что растворимость сульфидов тяжелых металлов в коллоидных растворах резко превосходит растворимость их в истинных растворах. Поэтому возможен перенос руд в виде коллоидных растворов, обладающих высокой концентрацией металлов при малом содержании воды. Формирование гидротермальных месторождений из коллоидных растворов также может быть подтверждено наличием колломорфных текстур руд и специальными экспериментальными исследованиями.

Колломорфные текстуры описаны для многих гидротермальных месторождений. Экспериментальные исследования подтвердили, что почти все сульфиды дают высокодисперсные коллоидные системы при наличии в растворе сероводорода. По мнению многих ученых, коллоидные растворы играют важную роль в формировании гидротермальных месторождений. Отсутствие в рудах некоторых гидротермальных месторождений колломорфных текстур руд и наличие в них кристаллически-зернистых образований еще не является противопоказанием коллоидной природы растворов, так как первичные сульфидные коллоидные образования могли подвергнуться раскристаллизации при старении гелей, а также процессам перекристаллизации в результате последующего метаморфизма. Хотя коллоидная гипотеза имеет несомненные достоинства, но и по ней были высказаны критические замечания:

- 1) мало вероятно возникновение коллоидных растворов в раскаленном магматическом очаге, хотя Ф. В. Чухров и допускает в этих условиях существование газовых коллоидов (аэрозоль);
- 2) отмечается трудность переноса минеральных веществ в коллоидном растворе на длительном пути от магматического источника до места отложения без коагуляции коллоидов, хотя под защитным действием кремнезема коллоидные растворы достаточно устойчивы;
- 3) невозможно развитие из вязких коллоидов интенсивного диффузионного и инфильтрационного метасоматоза, столь характерного для постмагматического рудообразования.

В последние 10—15 лет господствует гипотеза о переносе минеральных веществ в форме растворенных комплексных соединений. В узлах решетки последних находятся комплексные ионы, состоящие из центрального атома (чаще металла), вокруг которого расположены связанные с ним ионы или молекулы. Последние называются координированными группами, или адендами. Для комплексных соединений характерны следующие особенности:

1) высокая растворимость комплексных соединений металлов, превосходящая их растворимость в простой ионной форме в миллионы раз;

2) устойчивость комплексных соединений при довольно высоких температурах (300—500°C);

3) достаточная чувствительность комплексных растворов к изменению физико-химических условий среды, вследствие чего комплексы могут распадаться на простые ионы и образовывать труднорастворимые соединения, выпадающие в осадок.

Все эти особенности способствуют наиболее приемлемому объяснению условий переноса и осаждения металлов в форме комплексных соединений в растворах. Для эндогенного рудообразования наиболее важны комплексы с серосодержащим компонентом (тиосульфаты, тиосульфиды), а также галоидные, гидроксильные, карбонатные и силикатные соединения. Например, для меди $\text{Cu}(\text{H}_2\text{O})_{n-1}\text{OH}$; цинка ZnHS_2 ; серебра AgHS ; молибдена Na_2MoS_4 ; сурьмы $2\text{Na}_3\text{SbS}_3$; олова $\text{Na}[\text{Sn}(\text{F}, \text{OH})_6]$; урана $\text{Ca}_2\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3$ и т. д.

Роль комплексных соединений металлов в переносе минеральных веществ подтверждена экспериментами и термодинамическими расчетами П. Бартона, Я. И. Ольшанского, Н. И. Хитарова, В. В. Щербины, И. Г. Ганеева и др.

В течение многих лет считалось, что перенос труднолетучих компонентов (кремнекислоты и большинства тяжелых металлов) в газовой фазе невозможен, что этот перенос может происходить лишь в жидкой фазе, т. е. посредством растворов. Опыты Д. С. Белянкина, Н. И. Хитарова и Ф. В. Сыромятникова показали, что это не так и что ряд труднолетучих веществ (SiO_2 , Sn, Mo и др.) может переноситься в газовой фазе при достаточно высоких температуре и давлении. Так, например, Н. И. Хитаров (1944 г.) установил, что в 1 л водяного пара содержание кремнезема увеличивается с повышением температуры и давления (табл. 16).

Таблица 16

Содержание кремнезема в водяном паре с изменением температуры и давления.

По Н. И. Хитарову

Температура, °C	100	200	300	400	450
Давление, кгс/см ²	1	16	87	288	399
Содержание SiO ₂ , мг/л	1	67	100	165	208

Экспериментальные данные о растворимости различных соединений в паре воды при температуре 500°C и давлении 1000 бар (870 кгс/см²) приведены Г. Мори:

Соединение	Растворимость 1·10 ⁻⁶ частей
SnO ₂	3,0
Fe ₂ O ₃	90,0
PbSO ₄	110,0
ZnS	204,0
CaCO ₃	120,0
SiO ₂	2600,0

По мнению А. Г. Бетехтина (1955₁), металлы переносятся постмагматическими растворами, вероятно, не в тех соединениях, в которых они потом бывают отложены. Широкое распространение колломорфных текстур руд не является, по-видимому, убедительным доводом в пользу переноса сульфидов тяжелых металлов в форме коллоидов, так как коллоиды могут возникать в связи с пересыщением растворов в зоне рудоотложения.

По представлениям Д. П. Григорьева (1953), колломорфные и натечные текстуры могут образовываться из обычных растворов, не обязательно эти текстуры должны являться показателем коллоидного характера растворов.

А. Г. Бетехтин считает, что перенос происходил не в виде труднорастворимых сульфидов и окислов металлов, а в виде легкорастворимых хлоридов, фторидов, соединений бора и др. Об этом свидетельствует нахождение в рудах и вмещающих породах ряда гидротермальных месторождений таких минералов, как флюорит, топаз, турмалин, датолит. Возможность переноса тяжелых металлов в гидротермальных растворах в виде галоидов подтверждается исследованиями состава газовой-жидких включений в минералах. Например, А. И. Захарченко установил, что памирский горный хрусталь содержит NaCl в жидких включениях до 61% от массы сухого остатка. На основании этого А. Г. Бетехтин допускает возможность переноса металлов в виде истинных растворов в форме галоидных соединений, лишь в конечный этап на месте отложения руд происходит образование коллоидов.

Остановимся в заключение на интересном вопросе о длительности постмагматических процессов. Формирование постмагматических месторождений происходит в течение длительного времени остывания системы и зависит от ряда факторов: от начальной температуры магмы, глубины ее залегания, размера магматического тела, теплопроводности вмещающих пород и др. По данным Д. Джейгера и Д. Н. Казанли, при начальной температуре магмы 1000°С прогрев вмещающих пород до 300°С на расстоянии 100 м от контакта произойдет через 1200 лет, а до 100°С на расстоянии 400—450 м — через 10 000 лет. По расчетам Г. Н. Щербы длительность формирования вольфрамовых и оловянных месторождений Центрального Казахстана при поперечном сечении интрузива 5 км² и остывании его на глубине 4 км выразится в 2400 лет, а при площади интрузива 10 км² и глубине его залегания 5 км — в 12 000 лет.

МЕТАСОМАТОЗ И ЕГО РОЛЬ В РУДООБРАЗОВАНИИ

Метасоматоз представляет собой широко распространенный геологический процесс замещения одного минерального вещества (минерала, агрегата минералов или даже геологического тела) другим минеральным веществом с сохранением формы, размера, а часто и строения исходного вещества.

При метасоматическом замещении породы или минерального вещества изменяется их химический состав. Растворение старых минералов и отложение новых происходят почти одновременно, поэтому в течение процесса замещения порода все время сохраняет твердое состояние. Вследствие замещения один минерал может занять место другого, дерево — претерпеть окремнение, известковистая раковина — перейти в сульфидную массу, крупная залежь руды — образоваться на месте такого же по форме и объему тела горной породы.

При метасоматическом замещении твердых плотных пород общий объем минерала или породы не изменяется, на что указывает сохранение текстуры или структуры замещенного тела. Закон сохранения объема при метасоматозе был установлен еще В. Линдгреном.

Метасоматическое замещение может происходить почти при любых температурах и давлениях, но наиболее активно этот процесс протекает при повышенных температурах. Повышение температуры ускоряет химические реакции, а увеличение давления, способствующее растворимости вещества, является неблагоприятным фактором для отложения минералов при метасоматозе.

Кроме температуры, давления и концентрации растворов на процессы метасоматоза оказывают влияние пористость и трещиноватость замещаемых горных пород или минеральных масс, химический состав растворов и замещаемых ими пород и другие факторы. Поэтому для различных горных пород и в различных природных условиях процессы метасоматоза неодинаково активны. Этим объясняется хорошо известный факт различного проявления метасоматоза в разных породах. Одни из них замещаются очень легко, другие весьма устойчивы при метасоматозе.

На основе многочисленных наблюдений установлен следующий ряд горных пород в порядке их активности по отношению к метасоматозу: карбонатные породы (известняки, доломиты), туфы основных пород, туфы кислых пород, основные эффузивы, кислые эффузивы, основные интрузивные породы, кислые интрузивные породы, метаморфизованные кремнистые и глинистые породы.

В природе очень часто встречаются сложные комплексы горных пород, среди которых наблюдаются легко и трудно замещаемые породы. При воздействии минерализующих растворов на такой комплекс пород происходит не полное, а лишь избирательное замещение наиболее активных пород по отношению к метасоматозу. Такой процесс называется избирательным метасоматозом. Примером такого месторождения с отчетливо вы-

раженным избирательным метасоматозом могут служить полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Они расположены в толще вулканогенных и осадочных пород среднего и верхнего девона, среди которых выделяются три продуктивных горизонта. Суммарная мощность последних не более 10% мощности всей толщи, но в них сосредоточено более 95% запасов руд.

Д. С. Коржинский (1955₁), детально исследовавший явления метасоматоза, придавал важное значение явлениям диффузии и в процессах метасоматоза. Скорость диффузии зависит от ряда внешних причин (температуры, давления, характера среды и др.), а также от свойств диффундирующего вещества, от его концентрации в растворе. Для ионов скорость диффузии тем больше, чем больше радиус иона и чем меньше его валентность. Скорость диффузии молекул обратно пропорциональна относительной молекулярной массе и радиусу молекулы. Чем больше скорость перемещения вещества, тем выше его диффузионная способность. Так как скорость перемещения различных веществ различна, то и диффузионная способность для различных веществ изменяется в довольно широких пределах. Это обстоятельство и определяет основной принцип Коржинского о дифференциальной подвижности элементов. При диффузии компоненты раствора перемещаются с различной скоростью, т. е. они имеют различную подвижность.

По отношению к процессам метасоматоза по степени подвижности Д. С. Коржинский разделяет компоненты на две группы: 1) вполне подвижные компоненты, обладающие постоянной концентрацией в растворе в результате непрерывного привноса и выноса вещества; 2) неподвижные (инертные) компоненты, не имеющие постоянной концентрации в растворе (она изменяется от точки к точке); привнос или вынос вещества при этом почти не происходит.

Определенным условиям температуры и давления отвечают и определенные ряды подвижности и инертности компонентов. На характер подвижности компонентов влияют также геологические условия залегания месторождения. Например, для процессов скарнообразования в условиях Турьинских медных рудников Д. С. Коржинский выделяет два ряда компонентов, расположенных по степени убывания их подвижности:

- а) вполне подвижные — H_2O , CO_2 , S, K_2O , Na_2O , O_2 , MgO , Fe;
- б) неподвижные (инертные) — CaO , SiO_2 , P_2O_5 , Al_2O_3 , TiO_2 .

Если метасоматоз идет при постоянном давлении, что характерно для нормального метаморфизма, то образуются только «реакционные» минералы, число которых, согласно минералогическому правилу фаз, равно числу инертных компонентов. Если же метасоматоз идет при постоянном объеме, то к реакционным минералам прибавляется еще один «осажденный» минерал, осаждением которого компенсируется то уменьшение объема, которое произошло при замещении первичных минералов реакционными.

Метасоматоз при постоянном объеме характерен для всех постмагматических месторождений. В этом случае зависимость между числом одновременно устойчивых минералов (Φ) и числом инертных компонентов (k_1) выразится формулой $\Phi = k_1 + 1$. Это положение подтверждают данные Г. А. Лисицына и Б. И. Омеляненко (1961 г.) о метасоматических породах грейзенового рудопроявления Кураминского хребта (табл. 17).

Таблица 17

Зависимость между числом устойчивых минералов и инертными компонентами для грейзенового рудопроявления

Метасоматические породы	Устойчивые минералы Φ	Инертные компоненты k_1	$\Phi = k_1 + 1$
Грейзенизированный гранит	Кварц + мусковит + микроклин + альбит + магнетит	Al_2O_3, K_2O, Na_2O, Fe	$5 = 4 + 1$
	Кварц + мусковит + микроклин + альбит	Al_2O_3, K_2O, Na_2O	$4 = 3 + 1$
	Кварц + мусковит + микроклин	Al_2O_3, K_2O	$3 = 2 + 1$
Рудная жила	Кварц + мусковит	Al_2O_3	$2 = 1 + 1$
	Кварц + топаз	Al_2O_3 малоподвижен	$2 = 1 + 1$
	Кварц (центр жилы)	Все компоненты подвижны	$1 = 0 + 1$

Ряд подвижности компонентов здесь иной по сравнению с Турьинскими рудниками, а именно: подвижные — $H_2O, CO_2, F, SiO_2, MgO, CaO$, малоподвижные — Fe, Na_2O, K_2O, Al_2O_3 .

Перенос вещества при метасоматозе может осуществляться двумя способами: диффузией и инфильтрацией, в связи с чем Д. С. Коржинский различает два основных вида метасоматоза: диффузионный и инфильтрационный.

Диффузионный метасоматоз. Диффузия в твердых горных породах происходит намного медленнее, чем в растворах. Поэтому в горных породах диффузия совершается с помощью поровых растворов, находящихся в межзерновом пространстве породы. Скорость диффузии в породах должна возрастать по мере увеличения числа и размеров пор, выполненных растворами. При диффузионном метасоматозе восходящие постмагматические растворы, приносящие подвижные компоненты, поднимаются по самим трещинам; поровые же растворы боковых пород являются неподвижными, застойными. Взаимодействие компонентов поднимающихся растворов с инертными компонентами боковой породы происходит путем диффузии через застойные поровые растворы. Диффузионный, или околотрещинный, метасоматоз, хотя и широко распространен, но имеет лишь местное значение. Мощность диффузионных

зон редко превышает первые десятки метров. Этот вид метасоматоза характерен для изменения рудовмещающих пород процессами серицитизации, березитизации, пропилитизации.

Инфильтрационный метасоматоз. Под инфильтрацией понимается перенос растворенного вещества растворами, просачивающимися через всю массу породы по порам, трещинкам, пустотам. Частицы вещества в этом случае переносятся течением самого раствора под влиянием давления на большие расстояния — сотни метров. Скорость перемещения частиц здесь довольно быстрая, постоянная и не зависящая от концентрации раствора. При инфильтрационном метасоматозе восходящие постмагматические растворы поднимаются широким фронтом через всю толщу пород. Они омывают каждое зерно породы, обуславливая взаимодействие компонентов раствора (вполне подвижных) с компонентами породы (инертными). Диффузионных явлений здесь не происходит. Поднимающиеся растворы, просачиваясь через систему трещин и пор горной породы или жильного выполнения, изменяют их, но в то же время сами растворы изменяют свой состав. Поэтому дальнейшее воздействие растворов на породы будет уже иное. В силу этого инфильтрационный метасоматоз ведет к образованию колонки пород разного состава, обуславливая явление так называемой метасоматической зональности. Инфильтрационный метасоматоз при метаморфизме горных пород и при образовании эндогенных месторождений играет большую роль. Он характерен для высокотемпературных постмагматических процессов, например, для образования скарнов и грейзенов.

Биметасоматоз — это двойной или взаимный метасоматоз, выражающийся в сложных реакционно-метасоматических преобразованиях. Он обусловлен взаимодействием трех сред: двух разнородных пород и постмагматического раствора, пропитывающего эти породы. Взаимодействие двух находящихся в контакте пород может происходить или путем диффузии — при наличии поровых застойных растворов, или путем инфильтрации — в зонах воздействия просачивающихся, восходящих растворов.

Явления биметасоматоза Д. С. Коржинский поясняет следующей схемой (рис. 47). Вдоль контакта гранитоидов с известняками просачивается постмагматический раствор, приносящий подвижные компоненты. Контактво-инфильтрационное замещение будет происходить лишь на участке проникновения восходящего раствора из гранитоидов в известняки (указано большими стрелками). Но выше каждая струя раствора, просачиваясь вдоль контакта, не может уже вызвать инфильтрационный метасоматоз. Эти условия отвечают идеальному случаю биметасоматоза, т. е. диффузионному воздействию пород. В направлении, поперечном контакту, через медленно просачивающиеся поровые растворы происходит встречная диффузия малоподвижных компонентов реагирующих пород, указано маленькими стрелками). В результате этого между реагирующими породами возникают разрастающиеся реакционно-скарновые зоны. В образовании последних участвуют и

компоненты восходящего раствора, вследствие чего состав раствора в направлении его течения изменяется, что и приводит к образованию нескольких поясов измененных пород (I, II, III), имеющих различную концентрацию поровых растворов и разный состав продуктов биметасоматоза. Следовательно, биметасоматоз, как правило, представляет собой сложное сочетание диффузии и инфильтрации.

Биметасоматоз характерен для скарных месторождений. По этой концепции скарные месторождения формируются вблизи границы силикатных и карбонатных пород в связи с циркулирующей горячей жидкостью, приносящей химические соединения как из

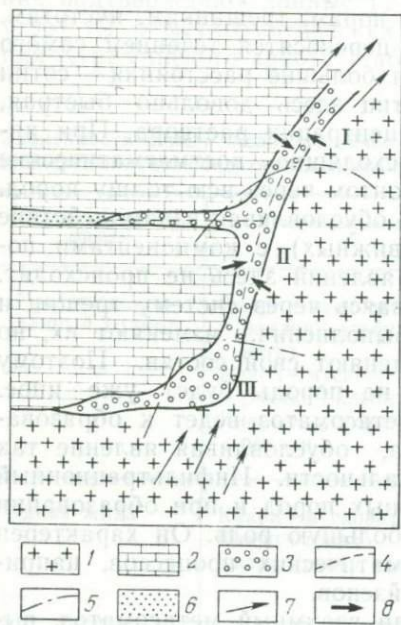


Рис. 47. Схема процесса биметасоматоза.
По Д. С. Коржинскому.

глубинных магматических очагов, так и заимствованные из вмещающих пород. Элементы из глубин привносятся инфильтрационным путем, а элементы вмещающих пород поступают вследствие диффузии.

РОЛЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ В ОБРАЗОВАНИИ ПОСТАГМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Под геологической средой понимается совокупность геологических, структурных, литологических и термодинамических факторов, обуславливающих образование месторождений полезных ископаемых. Ниже рассматривается главным образом влияние состава вмещающих пород на процессы рудообразования.

Геологическая среда оказывает влияние не только на рудоносную интрузию, но и на отделяющиеся от нее постагматические продукты. На возможность заимствования из боковых пород некоторых компонентов постагматических месторождений обратил внимание еще В. А. Обручев (1942 г.), который писал, что состав и характер боковых горных пород несомненно имеют влияние на богатство рудных месторождений как прямое, так и косвенное. Эта идея об активной роли вмещающих пород в формировании

интрузивных пород и руд была развита Х. М. Абдуллаевым (1954). На примере скарново-рудных месторождений Средней Азии он описывает три основных типа ассимиляции: карбонатную, железо-магнезиальную и алюмосиликатную.

1. Карбонатная ассимиляция — обогащение кислой магмы известью за счет карбонатных пород (известняков и др.).

2. Железо-магнезиальная ассимиляция — обогащение кислой магмы железом, магнием и известью за счет основных вулканогенных пород (порфириров, туфов), а также габбро и серпентинитов.

3. Алюмосиликатная ассимиляция:

а) обогащение кислой магмы кальцием, магнием, железом и глиноземом за счет основных вмещающих пород (темных сланцев, диоритов и др.);

б) обогащение кислой магмы щелочами, кремнеземом и глиноземом за счет кислых вмещающих пород (кварцитов, кремнистых пород, гранитов).

Интересные соображения о генезисе железорудных скарновых месторождений высказали Г. А. Соколов (1958 г.), Н. В. Павлов (1961 г.) и М. К. Косыгин (1960 г.). В рудах ангаро-илимских месторождений содержится постоянная примесь апатита, а в кустанайских — скаполита. Оба эти хлорсодержащие минерала образовались вследствие ассимиляции магмой подстилающих галогенных отложений. Для ангаро-илимских месторождений это будут соленосные формации нижнего кембрия, которые неизбежно должны прорываться поднимающейся с глубин трапповой магмой.

Влияние геологической среды на рудообразование автор рассматривает на примере Пышминско-Ключевского месторождения, залегающего среди зеленокаменных пород вблизи змеевиков. В отличие от состава руд других колчеданных месторождений Урала в рудах рассматриваемого месторождения присутствуют пентландит, миллерит, кобальтсодержащий пирит, кобальтин и линнеит. Очевидно, никель и кобальт этих минералов были извлечены из змеевиков постмагматическими растворами на пути их подъема от материнского интрузива — источника основной минерализации (железо, медь, сера и др.).

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РУД

Первичная зональность

Минеральный и химический состав первичных руд постмагматических месторождений редко бывает одинаков в пределах месторождения. Обычно он изменяется даже в отдельных рудных телах. Закономерности пространственного распределения рудных тел различного состава вокруг остывающей интрузии или изменения вещественного состава руд в пределах одной крупной залежи называются первичной зональностью.

Более строгое определение первичной зональности дано

Ф. И. Вольфсоном и А. И. Лукиным (1963, с. 78): «Под зональностью оруденения следует понимать закономерную смену в пространстве какого-либо геологического образования типов оруденения, минеральных ассоциаций, отдельных минералов или даже распространения химических элементов».

Явление первичной зональности обстоятельно изучал В. Х. Эммонс (1933). Он считал, что образование вокруг остывающего интрузивного тела зон различной минерализации в виде концентрических поясов происходит в зависимости от изменения температу-

ратуры и давления по мере удаления растворов от магматического источника. От кровли батолита вверх и в стороны располагаются 16 зон (13 рудных и 3 безрудных) различного минерального состава. По мере падения температуры главные рудные минералы этих зон будут сменяться в последовательности: касситерит → вольфрамит → висмут, арсенопирит, золото, халькопирит,

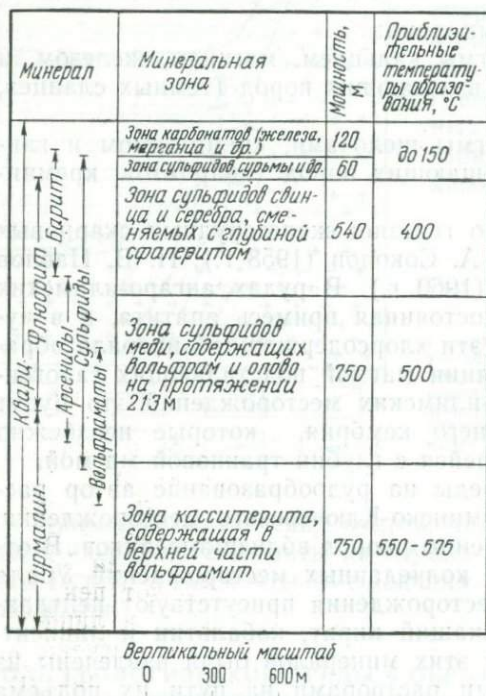


Рис. 48. Диаграмма вертикального распределения минеральных зон в месторождении Корнуэлла. По Г. Дьюи

блеклая руда, сфалерит, галенит, аргентит, сульфосоли серебра, теллуриды золота и серебра, сурьма, ртуть.

В. Х. Эммонс отмечает, что все эти зоны не проявляются полностью в одном месте, обычно в большинстве месторождений несколько зон отсутствует.

Рассмотрим некоторые месторождения с отчетливо выраженной первичной гипогенной зональностью. На месторождении Корнуэллс (Англия) вокруг гранитного батолита наблюдается как вертикальная (рис. 48), так и горизонтальная зональность, выраженная расположением по мере удаления от интрузива рудных жил с закономерной сменой рудных минералов: касситерит—касситерит, вольфрамит—вольфрамит, станнин, халькопирит—халькопирит, борнит—сфалерит, галенит. В месторождении Зиан (Тасмания) вверх и в стороны наблюдается следующая смена зон: кас-

ситерит—магнетит, вольфрамит, халькопирит—станнин, халькопирит, сфалерит, галенит—сидерит с сульфидами.

Элементы первичной зональности установлены и на алтайских полиметаллических месторождениях, Садонском и некоторых колчеданных месторождениях Урала и др. Вертикальная зональность для месторождения Цинновец (ЧССР) описана М. Стемпроком (Stemprok, 1964).

Критикуя гипотезу Эммонса, С. С. Смирнов (1955₁) указал, что одни гидротермальные месторождения с глубиной чаще выклиниваются, не меняя состава руд, другие — претерпевают малозначительные изменения и, наконец, третьи характеризуются двумя—тремя зонами ряда, установленного Эммонсом. По мнению С. С. Смирнова, различные рудные формации, располагающиеся вокруг интрузива, произошли не из одного, а из различных растворов, поступавших через известные промежутки времени.

С. С. Смирнов предложил гипотезу пульсационного (прерывистого) поступления постмагматических продуктов от глубинного очага, сущность которой заключается в следующем. Интрузивное тело по мере своего остывания отделяет изменяющиеся по составу растворы. Последние поступают в окружающие породы через определенные интервалы — в моменты открывания трещин под действием тектонических сил. Трещины могут возникать как вновь, так и возобновляться в результате повторного открытия ранее образованных трещин. В результате заполнения различно расположенных трещин могут получаться как секущие, так и параллельные разновозрастные жилы различного состава и строения. Образуются они в течение длительного времени остывания металлоносного очага в несколько периодов или так называемых стадий минерализации. Пульсационная гипотеза С. С. Смирнова учитывает не только расстояние от интрузии и связанное с этим изменение температуры и давления, но и фактор времени, обуславливающий изменение растворов, а также важную роль тектоники и, следовательно, геологической структуры месторождений.

Гипотеза С. С. Смирнова о прерывистом поступлении растворов была названа пульсационной Ю. А. Билибиным. Кроме пульсационной зональности Ю. А. Билибин выделил еще зональность отложения, которая вызывается изменением физико-химических условий рудоотложения.

Схема зональности постмагматических месторождений В. Х. Эммонса критикуется Д. С. Коржинским (1951 г.), который указывает на необходимость ее изменения. Он обращает внимание на то, что температура в любой зоне может подняться до некоторого максимума, а затем снизиться. Скорость охлаждения интрузии зависит от ее величины. Большие интрузии должны остывать очень медленно и поэтому высокотемпературные процессы проявятся в них интенсивнее. Небольшие интрузии и апофизы крупных интрузий остывают быстро, вследствие чего здесь более интенсивно проявятся низкотемпературные процессы.

В. И. Смирнов (1960 г.), анализируя предшествующие работы по первичной зональности и учитывая новый фактический материал, предложил различать зональность первого рода (стадийную) и зональность второго рода (фациальную).

Зональность первого рода (стадийная) обусловливается последовательным отщеплением от магматического очага рудоносных растворов различного состава и соответствующим последовательным отложением различных по составу руд. Она может проявиться в месторождениях, формирующихся в несколько стадий минерализации, и подразделяется автором на три типа: 1) зональность повторных тектонических разрывов; 2) зональность тектонического раскрытия трещин; 3) зональность внутрирудного метасоматоза.

Зональность второго рода (фациальная) связана с изменением геологических и физико-химических условий циркуляции рудоносных растворов на путях их движения с последовательным отложением минеральных комплексов различного состава. Эта зональность подразделяется тоже на три типа: 1) зональность состава пород; 2) зональность фильтрации; 3) зональность отложения.

В 1963 г. в г. Праге состоялась Международная конференция по проблемам постмагматического рудообразования, на которой детально и углубленно обсуждался вопрос о первичной зональности месторождений (Проблемы..., 1963, 1965). Чехословацкий ученый Ян-Кутина предложил различать моноасцендентную и полиасцендентную зональность.

Моноасцендентная зональность объясняется физико-химическими причинами и обуславливается однократным поступлением непрерывно поднимающегося раствора от магмы. Термин «моноасцендентная зональность» в генетическом отношении однозначен термину Ю. А. Билибина и др. «зональность отложения».

Полиасцендентная зональность объясняется геолого-тектоническими причинами и обусловлена поступлением растворов, которые неоднократно, пульсационно поднимались от магматического очага. Понятия «полиасцендентная зональность» Ян-Кутины и «пульсационная зональность» С. С. Смирнова близки, но это не одно и то же. По мнению Ян-Кутины, изменения в составе растворов происходили на пути их следования от магматического очага, а по С. Смирнову,— в самом магматическом очаге при отделении от него растворов.

Фильтрационный эффект

Явление фильтрационного эффекта, впервые установленное в 1934 г. московским профессором Б. Эршлером и подтвержденное в 1946 г. Р. А. Макеем (Маскау, 1946), заключается в задержке на фильтре и отстаивании растворенного вещества от растворителя.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

С карбонатитовых месторождений мы начинаем описание постмагматических месторождений. Это вполне правомерно, так как карбонатиты по многим особенностям занимают промежуточное положение между магматическими и постмагматическими месторождениями. Термин «карбонатиты» введен норвежским геологом В. Брёггером, описавшим в 1921 г. месторождение Фён в Норвегии.

Карбонатитовые месторождения, промышленное значение которых установлено относительно недавно — в 50-е годы нашего столетия, являются источником получения ниобия, тантала, циркония, редких земель, фосфора, флогопита, а также железа, титана и некоторых других элементов. Большинство исследователей к карбонатитам относят существенно карбонатные породы эндогенного происхождения, пространственно и генетически связанные с массивами ультраосновного-щелочного состава.

В мире известно более 200 массивов ультраосновных-щелочных пород, с которыми связаны карбонатиты; около половины из них находится в Африке, пятая часть — в Советском Союзе.

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ МАССИВОВ УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

По данным Ю. М. Шейнманна и А. И. Гинзбурга (1968 г.), выделяются следующие структуры (провинции) карбонатитовых месторождений:

- 1) краевые части платформ, в которых массивы приурочены к разломам, параллельным краю платформ;
- 2) зоны сочленения платформ со складчатыми областями. Массивы приурочены к разломам и размещаются как в активизированной части платформ, так и в зонах консолидированной складчатости;
- 3) зоны сквозьеструктурных разломов, пересекающих как платформы, так иногда и прилегающие складчатые области;
- 4) срединные массивы, в разломах которых формируются карбонатитовые массивы.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ МАССИВОВ УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Рудоносные карбонатиты приурочены к массивам ультраосновных-щелочных пород. Судя по широкому развитию гипербазитов в составе массивов и по некоторым другим данным, магма медленно

поднималась по разломам с глубины 100—150 км. При более быстром подъеме магмы в геосинклинальных областях возникали гипербазиты нормального ряда, не дающие щелочных дифференциатов, а в платформенных условиях образовывались породы типа кимберлитов.

Геологический возраст карбонатитов различный: к докембрийским относятся некоторые месторождения Африки и Северной Америки; к каледонским — Тува, Восточный Саян, Скандинавия; к герцинским — Кольский полуостров; к альпийским — большая часть карбонатитов Африки, Азии.

подавляющее большинство массивов ультраосновных-щелочных пород представляет собой интрузивы центрального типа, для которых характерны округлая форма, концентрическое строение, наличие радиальных конических и кольцевых даек. Значительно реже встречаются трещинные линейно-вытянутые массивы.

Массивы магматических пород, с которыми связаны карбонатиты, — образования многофазные. На ранних этапах происходило внедрение гипербазитов, на более поздних — щелочных пород, после этого формировались сами карбонатиты.

Различают пять этапов последовательного развития массивов ультраосновных-щелочных пород (от ранних к поздним): гипербазитовый, щелочно-гипербазитовый, ийолит-мельтейгитовый, щелочно-сиенитовый и карбонатитовый (табл. 18). Сами карбонатиты будут рассмотрены подробнее далее.

Таблица 18

Схема последовательности развития интрузий в ультраосновных-щелочных комплексах

Этап	Порода	Характерные минералы	
		аксессуарные	автометасоматические
Гипербазитовый	Дунит-перидотиты	Титаномагнетит, перовскит	Серпентин
Щелочно-гипербазитовый	Биотитовые перидотиты	Титаномагнетит, апатит	Клиногумит
	Хатангиты, турьяиты и др.	”	”
Ийолит-мельтейгитовый	Якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты, уртиты	Перовскит, апатит, сфен, магнетит	Канкринит, натролит и др.
Щелочно-сиенитовый	Нефелиновые сиениты, щелочные сиениты, субщелочные сиениты	Апатит, циркон	Канкринит, альбит

По условиям формирования можно выделить «открытые» и «закрытые» массивы.

К первым относятся массивы, достигшие дневной поверхности. В этом случае возникали вулканы, жерла которых выполнены эффузивами, интрузивными породами и карбонатитами (рис. 49, а). Массивы такого типа широко распространены в Африке. Площадь их изменяется от одного до десятков квадратных километров.

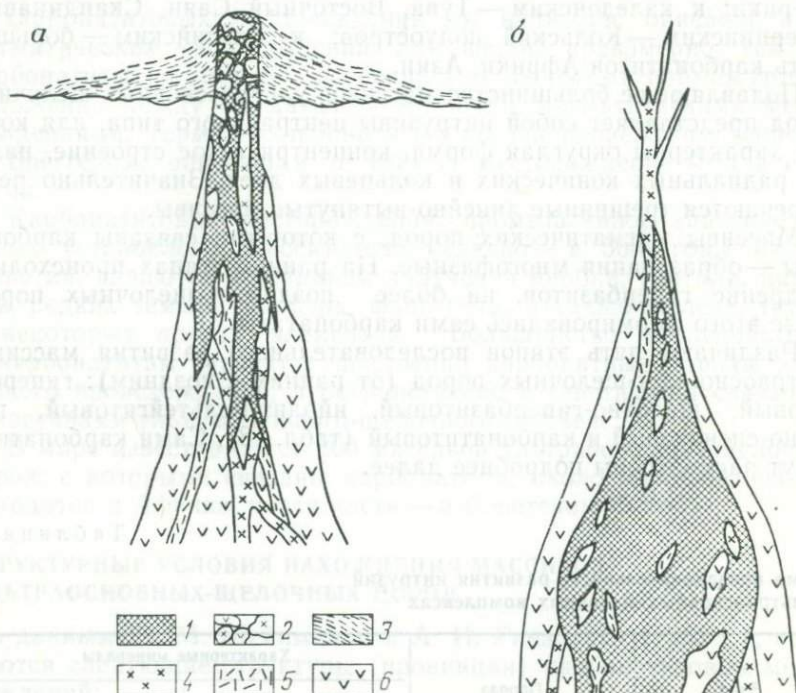


Рис. 49. Схематический разрез массива ультраосновных-щелочных пород «открытого» (а) и «закрытого» (б) типов. По А. И. Гинзбургу и Е. М. Эпштейну (1968).

1 — карбонатиты; 2 — породы жерловой фации; 3 — эффузивы и их туфы; 4 — нефелиновые и щелочные сиениты; 5 — ийолит-мельтейгиты; 6 — гипербазиты

В них устанавливается вертикальная зональность; с глубиной уменьшается количество карбонатитов и щелочных пород и увеличивается количество гипербазитов. В Советском Союзе к массивам «открытого» типа можно отнести огромный (2000 км²) Гулинский плутон в Сибири.

«Закрытые», или «слепые», массивы в период формирования не имели выхода на дневную поверхность (см. рис. 49, б). Максимальное развитие в них карбонатитов отмечается на более глубоких горизонтах, чем в «открытых» массивах.

А. А. Фролов (1975) указывает, что карбонатитовые месторождения могут образовываться на разных глубинах. Он выделяет следующие уровни (фации) глубинности:

- 1) поверхностный (вулканическая и субвулканическая фации) 1—1,5 км;
- 2) малый (гипабиссальная фация) 2,5—3 км;
- 3) средний (мезоабиссальный) 5—6 км;
- 4) глубокий (абиссальный) 8—10 км.

В строении массивов наряду с вертикальной наблюдается и горизонтальная зональность, которая может быть прямой и обратной. Прямая горизонтальная зональность выражается в приуроченности более молодых пород к центральному частям массивов, обратная зональность наблюдается в случаях, когда более молодые породы развиваются по периферии массивов (рис. 50).

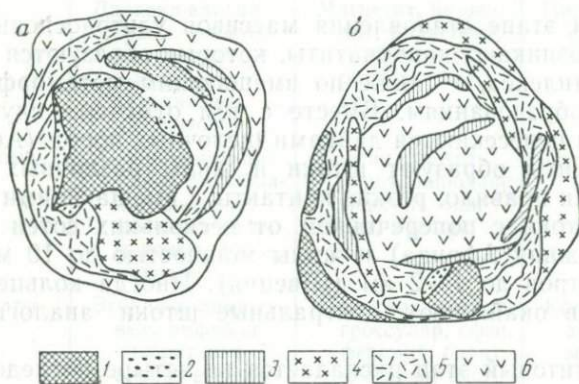


Рис. 50. Схема прямой (а) и обратной (б) горизонтальной зональности массивов ультраосновных-щелочных пород. По А. И. Гинзбургу и Е. М. Эпштейну (1968).

1 — карбонатиты; 2 — форстерит-магнетит-апатитовые породы; 3 — силикатные метасоматиты; 4 — сиениты; 5 — ийолит-мельтейгиты; 6 — гипербазиты

При метасоматических процессах кроме карбонатитов образуются нефелин-пироксеновые и скарноподобные породы, а также ореолы измененных пород вокруг ультраосновных-щелочных массивов.

Нефелин-пироксеновые породы залегают в гипербазитах на контакте последних с ийолит-мельтейгитами. Они могут быть отнесены к метасоматитам магматической стадии, поскольку их формирование происходило на фоне внедрения интрузий. Скарноподобные породы развиваются не только по гипербазитам, но и по ийолит-мельтейгитам и метасоматитам магматической стадии. Они протягиваются вдоль тектонически ослабленных зон на сотни и даже тысячи метров.

Процесс изменения пород, окружающих карбонатитсодержащие массивы, носит название фенитизации. Этот процесс особенно интенсивно проявляется в тех случаях, когда вмещающие породы представлены гранитами, гнейсами и сланцами. При фенитизации пород происходит привнос калия и натрия и заметный вынос кремнезема. В результате образуются породы — фениты, напоми-

нающие по составу и виду щелочные граниты и сиениты. Ореолы фенитизированных пород вокруг щелочных комплексов варьируют от нескольких десятков до сотен метров, редко до 3—4 км. Процесс фенитизации начинается при внедрении первых порций щелочных пород, максимум ее достигается при внедрении их последних порций. Следовательно, фениты в основном образуются до карбонатитов. Однако окончательно фенитизация затухает, вероятно, с полным завершением процесса образования карбонатитов.

СТРОЕНИЕ, СТАДИЙНОСТЬ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ КАРБОНАТИТОВ

На конечном этапе становления массивов ультраосновных-щелочных пород возникают карбонатиты, которые образуются по любым породам комплекса, а также по вмещающим метаморфическим и осадочным образованиям. Вместе с тем отмечены случаи, когда карбонатиты пересекаются дайками щелочных пород (Африка).

Карбонатиты образуют штоки и жилы различных размеров, имеющие, как правило, резкие контакты с вмещающими породами. Известны штоки с поперечником от нескольких сотен метров до 7—8 км (Южная Африка) и жилы мощностью до 10 м и длиной от сотни метров до 1—2 км (Швеция). Иногда кольцевые жилы карбонатитов окаймляют центральные штоки аналогичного состава.

Карбонатитовый этап распадается на четыре последовательные стадии: раннюю кальцитовую, кальцитовую, кальцит-доломитовую и доломит-анкеритовую (табл. 19). Минеральный состав карбонатитов разнообразен: в них отмечено более 70 различных минералов, однако главными являются карбонаты, составляющие 80—90% и более общей массы породы. Остальные минералы в сущности аксессуарные. Промышленные минералы карбонатитов широко используются в различных областях народного хозяйства, поэтому руды их обычно комплексные.

Наиболее распространенные и промышленно-ценные минералы карбонатитов следующие:

сульфиды — пирит FeS_2 , пирротин Fe_9S_7 , борнит Cu_5FeS_4 , халькопирит CuFeS_2 , молибденит MoS_2 ;

окислы — магнетит Fe_3O_4 , гематит Fe_2O_3 , ильменит FeTiO_3 , рутил TiO_2 , бадделеит ZrO_2 , перовскит CaTiO_3 , пироксид $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{Ce})_2(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6(\text{F}, \text{OH})$, гатчетолит — пироксид, бедный Na, но богатый Ta и U, колумбит $(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$;

карбонаты — кальцит CaCO_3 , доломит $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$, сидерит FeCO_3 , анкерит $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})[\text{CO}_3]_2$, брейнерит $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{CO}_3$;

карбонаты редких земель — паризит $\text{Ca}(\text{Ce}, \text{La})_2[\text{CO}_3]_3\text{F}_2$, бастнезит $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Pr})[\text{CO}_3]\text{F}$;

сульфаты — барит BaSO_4 , целестин SrSO_4 ;

фосфаты — апатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$, F, монацит $(\text{Ce}, \text{Th}, \text{La})\text{PO}_4$;

силикаты — циркон ZrSiO_4 , сфен $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]\text{O}$, нефелин $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$, флогопит $\text{KMg}_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}][\text{F}, \text{OH}]_2$.

Схема развития карбонатитового этапа

Стадия	Породы	Второстепенные минералы	Промышленные минералы
Ранняя кальцитовая	Авгит-диопсид-кальцитовые, форстерит-кальцитовые, биотит-кальцитовые, кальцитовые	Магнетит, дизоналит, кальцитрит	Магнетит, апатит
Кальцитовая	Диопсид-кальцитовые, форстерит-кальцитовые, флогопит-кальцитовые, кальцитовые	Магнетит, циркелит, бадделейт, гатчеттолит, пирохлор, пирротин	Пирохлор, гатчеттолит, апатит
Кальцит-доломитовая	Амфибол-кальцитовые, амфибол-доломитовые, флогопит-доломитовые, доломитовые	Брусит, апатит, пирит, пирохлор, ферсмит, эшинит, луешит	Пирохлор
Доломит-анкеритовая	Эгирин-доломитовые, амфибол-анкеритовые, альбит-анкеритовые, анкеритовые	Пирохлор, эпидот, гроссуляр, сфен, ферсмит, барит, целестин, бастнезит, паризит, колумбит, молибденит и др.	Колумбит, бастнезит, паризит, молибденит

Карбонатитовые месторождения отличаются довольно высоким содержанием полезных компонентов. Так, например, в рудах содержится 0,05—0,3%, иногда даже 1—2% Nb_2O_5 , а редких земель цериевой группы 0,5—2,0%.

Текстура карбонатитовых руд большей частью массивная, иногда полосчатая, узловатая и плейчатая. Последние разновидности текстур обусловлены присутствием темноцветных минералов, образующих линейные цепочки или скопления в карбонатной массе. Структура карбонатитов зернистая с различной крупностью зерен минералов.

ГЕНЕЗИС КАРБОНАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Карбонатиты генетически связаны с вулканогенно-интрузивными ультраосновными-щелочными комплексами пород, которые формировались в диапазонах глубин от приповерхностных до 5—10 км. Сами карбонатиты тоже распространяются на значительную глубину. Разведочными скважинами в нашей стране они прослежены до 500 м и более без признаков выклинивания,

эрозионный срез карбонатитов Гулинского месторождения Сибири 1500 м, карбонатитов Ально (Швеция) — 2000 м. Температура образования карбонатитов 600—150°C. Форстерит-апатит-магнетитовые породы и ранние кальцитовые карбонатиты формировались при температуре 600—430°C, поздние кальцитовые, доломитовые и анкеритовые карбонатиты — при 400—150°C.

Особенности минерального состава, структуры и текстуры, а также изотопный состав углерода, кислорода и магния в минералах подтверждают эндогенное образование карбонатитов. Однако появление их в массивах ультраосновных-щелочных пород можно объяснить по-разному. В настоящее время у геологов существует две гипотезы образования карбонатитов — магматическая и гидротермальная.

По магматической гипотезе карбонатиты — своеобразные интрузивные породы (В. Брёггер, К. Девис, Е. Ларсен, В. Смит, Х. Экерманн и др., из советских геологов — Л. С. Егоров, 1964). Свои взгляды сторонники этой гипотезы обосновывают наличием в карбонатитах ксенолитов окружающих пород, флюидной текстурой некоторых карбонатитов и ориентировкой длинной оси зерен карбонатов вдоль карбонатитовых жил, существованием в природе карбонатных лав, известных в Африке. Наиболее обстоятельно гипотеза магматического происхождения разработана Х. Экерманном (Eckermann, 1960) и Е. Гейнрихом (Heinrich, 1966).

Гидротермальная гипотеза поддерживается большинством советских геологов — Л. С. Бородиным (1963), А. И. Гинзбургом, Е. М. Эпштейном и др. (1968), а из зарубежных исследователей — Н. Боуэном, Е. Сеттером и др. Сторонники этой гипотезы считают, что карбонатиты образуются в результате метасоматических процессов под воздействием гидротермальных растворов. Это обосновывается следующими доводами:

1) наличием в карбонатитах участков не вполне замещенных пород, реликтовыми текстурами, присутствием реликтовых минералов — форстерита, пироксена, нефелина и др.;

2) многостадийностью формирования карбонатитов;

3) присутствием в карбонатитах поздних стадий минеральных ассоциаций явно гидротермального происхождения — сульфидов, барита, флюорита, целестина и др.;

4) проявлением гипогенной вертикальной зональности.

Метасоматическое формирование карбонатитов может сопровождаться процессами выполнения полостей. В. И. Смирнов (1976) предполагает, что в глубинных условиях карбонатиты возникают из магматических расплавов, а в приповерхностных — образуются метасоматическим путем.

ФОРМАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

С карбонатитовыми месторождениями связаны промышленные концентрации различных полезных ископаемых. Выделяются следующие главные формации карбонатитовых месторождений.

1. Апатит-магнетитовая формация связана с ранними карбонатитами. Руды представляют собой апатит-магнетит-форстеритовые (гумитовые) породы, из которых кроме апатита и магнетита попутно может извлекаться бадделейт, а иногда и гатчеттолит. Форма залегания — штоки, штокверки, зоны. Месторождения известны в Африке и на Кольском полуострове в СССР.

2. Гатчеттолит-пирохлоровая формация связана с кальцитовыми карбонатитами. Месторождения этой формации содержат руды ниобия, а также перспективны и как источник получения

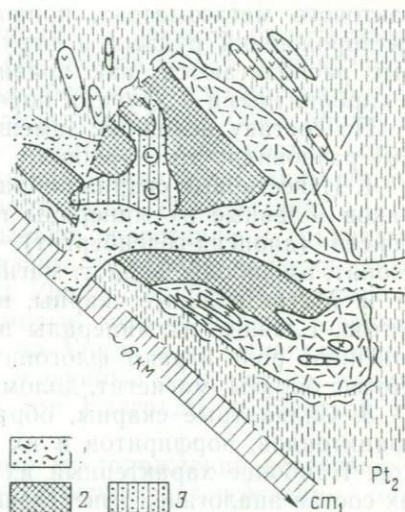
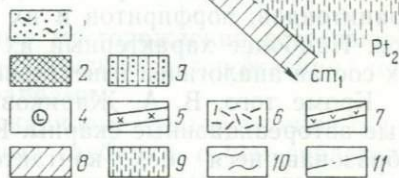


Рис. 51. Схема геологического строения карбонатитового месторождения Сибири.

По В. И. Огородниковой.

1 — современные отложения; 2 — кальцитовые карбонатиты; 3 — доломит-анкеритовые карбонатиты; 4 — лампрофировые эффузивы; 5 — нефелиновые сиениты; 6 — ийолит-мельтейгиты; 7 — диабазы и габбро-диабазы; 8 — конгломераты и песчаники карагасской свиты (нижний кембрий); 9 — сланцы окинской свиты (протерозой); 10 — фенитизация; 11 — тектонические нарушения



тантала. В рудах присутствуют также флогопит, апатит, бадделейт, магнетит. Подобные месторождения известны в Сибири (рис. 51).

3. Колумбит-бастнезитовая формация связана с анкеритовыми карбонатитами, которые образуют штокообразные тела, штокверки, жилы. Эта формация характеризуется содержанием редких земель цериевой группы (0,5—2,0%), которые входят в состав минералов типа бастнезита—паризита.

4. Флогопитовая формация связана с автореакционными скарнами и другими силикатными метасоматитами. Флогопит вместе с сопутствующими минералами локализуется в зонах или жилах иногда зонального строения. С этой формацией связаны месторождения флогопита. В нашей стране такие месторождения известны в Сибири (Гулинское, Одихинча) и на Кольском полуострове (Ковдорское, Вуори-Ярви и др.).

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Под влиянием постмагматических продуктов магмы (газов и растворов) вмещающие породы подвергаются глубокому минеральному и химическому преобразованию. Происходит процесс контактового метасоматоза, приводящий к образованию скарновых месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых, которые располагаются, как правило, в области контакта интрузий с карбонатными и другими породами.

По составу исходных замещаемых пород различают три главные разновидности скарнов.

1. Известковые скарны, образованные путем замещения известняков. Главные их минералы гранат (гроссуляр-андрадит) и пироксен (диопсид-геденбергит). Распространены везувиан, волластонит, амфиболы, эпидот, магнетит, кальцит, кварц.

2. Магнезиальные скарны, возникающие при замещении доломитов. Главные их минералы пироксен, гранат, форстерит. Существенную роль играют флогопит, серпентин, амфибол, ливдигит и другие бораты, магнетит, доломит, шпинель.

3. Силикатные скарны, образованные в результате замещения гранитоидов, порфиритов и их туфов, иногда аркозовых песчаников. Наиболее характерный их минерал — скаполит. В остальном их состав аналогичен известковым скарнам.

Кроме того, В. А. Жариковым (1968) выделены так называемые автореакционные скарны. К ним относятся скарновые породы, образовавшиеся без контактово-реакционного взаимодействия с карбонатными породами в результате кальцевого метасоматоза ультрабазитов, щелочных ультрабазитов и габброидов. Сложены эти скарны обычными скарновыми минералами — пироксеном, гранатом, везувианом, скаполитом, плагиоклазом, апатитом, иногда волластонитом.

В настоящей главе основное внимание уделяется известковым скарнам. Магнезиальные скарны рассмотрены в отдельном параграфе.

Крупный вклад в дело изучения скарновых месторождений внесли советские ученые А. Н. Заварицкий (1922—1929 г.), П. И. Пилипенко (1939 г.), Д. С. Коржинский (1940—1950 гг.), В. А. Жариков (1950—1960 гг.), Ф. Н. Шахов (1947 г.).

ИЗВЕСТКОВЫЕ СКАРНЫ**Геологическое строение месторождений известковых скарнов**

Скарновые месторождения находятся в пределах складчатых поясов, развивавшихся на месте геосинклиналей, как, например, скар-

новые месторождения Урала, Средней Азии и Кавказа. Реже они располагаются в периферических частях платформы (Ангаро-Илимские месторождения Восточной Сибири и месторождения района Осло в Норвегии).

Наиболее благоприятны для рудообразования карбонатные вмещающие породы — известняки, доломиты и мергели. Нередко встречаются породы смешанного состава, в которых известняки перемежаются с песчаниками и эффузивами. В редких случаях скарновые месторождения образуются на контакте интрузивов с эффузивами и туфами.

На контакте с глинистыми сланцами и другими силикатными породами типичных скарнов не образуется. Здесь развиваются роговики, которые иногда в виде ореола опоясывают интрузив. В составе роговиков присутствует андалузит $Al_2 [SiO_4]O$, образующийся за счет реакции глинозема с кремнекислотой, иногда встречается корунд. Андалузитовые породы, возникающие таким путем, образуют месторождения огнеупорного сырья (Казахстан).

Интрузивные породы обычно бывают представлены гранитами и гранодиоритами, с которыми связаны, например, железорудные месторождения горы Магнитной на Урале, Тельбесские месторождения в Горной Шории, вольфрамовые месторождения Средней Азии, Турьинские медные рудники на Урале и др. Иногда встречаются скарновые месторождения, связанные с сиенитами, например железорудные месторождения гор Благодать и Высокой на Среднем Урале.

В основных породах скарновые месторождения встречаются редко, но в СССР известны Ангаро-Илимские месторождения¹ магнетита, связанные с сибирскими траппами.

Интрузии и связанные с ними скарновые месторождения образуются на небольших или умеренных глубинах, о чем свидетельствуют следующие данные: 1) мелкозернистые и порфировые структуры интрузивных пород; 2) присутствие ортоклаза вместо микроклина; 3) зональность плагиоклаза; 4) наличие амфибола с реликтами пироксена; 5) отсутствие вблизи скарновых месторождений пегматитов или очень редкое их совместное нахождение. Характерный признак — наличие кальциевых силикатов в скарнах. Образуются они в результате реакции кальцита с кварцем и полевыми шпатами, протекающей с выделением CO_2 . При увеличении давления с глубиной эта реакция должна протекать медленнее, а затем и совсем прекратиться.

Непосредственные измерения мощности толщ осадочных и вулканогенных пород, перекрывающих интрузии, показали следующую глубину формирования скарновых месторождений: на Северном Кавказе 900—2500 м, в Средней Азии 1000—2000 м, в районе Осло (по В. М. Гольдшмиту) не менее 1500 м.

¹ Некоторые исследователи относят Ангаро-Илимские месторождения к гидротермальным.

Условия залегания и морфология месторождений

Скарновые месторождения чаще всего располагаются в зоне непосредственного контакта интрузива с вмещающими породами. Реже они встречаются в пределах вмещающих пород на расстоянии 200—400 м от контакта (экзоконтактовые месторождения) и, как исключение, в 1—2 км от него. Как редкий случай следует отметить залегание скарнового месторождения среди интрузивных пород (эндоконтактовые месторождения): Темиртау в Горной Шории и Чарух-Дайрон (W) в Таджикистане. Скарны возникают на контакте любых силикатных и карбонатных пород, осложненных тектоническими нарушениями.

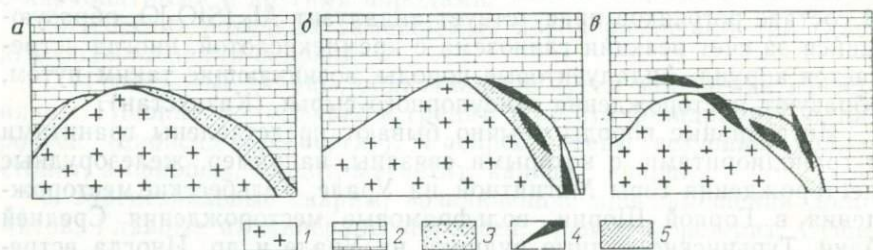


Рис. 52. Типы скарново-рудных месторождений. По Х. М. Абдуллаеву.

а — с сопутствующим оруденением, б — с отстающим оруденением, в — с наложенным оруденением.
1 — гранитоиды; 2 — известняки; 3 — рудоносные скарны; 4 — руда; 5 — безрудные скарны

Х. М. Абдуллаев (1954) выделил для Средней Азии три типа скарново-рудных месторождений по различному положению их в скарновой зоне.

Месторождения с сопутствующим оруденением. Формы скарновых и рудных тел совпадают, пути проникновения и места отложения как скарнирующих, так и рудообразующих растворов одинаковы. Роль тектоники в локализации оруденения незначительна. Рудой здесь являются сами скарны с более или менее однородной рудной вкрапленностью (рис. 52, а).

Месторождения с отстающим оруденением. Формы скарновых и рудных тел не всегда совпадают. Пути проникновения растворов едины, но места локализации различны. Рудообразующие растворы являются более поздними, руды отлагались после образования скарнов. Характер распределения руд в скарнах в этом случае определяется внутриминерализационной тектоникой. Рудные тела представлены обособленными линзами, залегающими в зоне скарнов (см. рис. 52, б).

Месторождения с наложенным оруденением. Формы скарновых и рудных тел никогда не совпадают. Пути проникновения и места локализации растворов для тех и других различны. Рудный процесс резко отставал от скарнового. Рудные тела

пересекают скарновые зоны и залегают не только в скарнах, но и во вмещающих карбонатных породах (см. рис. 52, в).

В морфологическом отношении скарновые месторождения очень разнообразны. Среди них встречаются и крупные промышленные залежи, мощность которых десятки—сотни метров, по простиранию они прослеживаются на сотни, даже тысячи метров, и небольшие залежи, поперечник которых измеряется немногими метрами. Наиболее крупные тела имеют размеры по простиранию 1,5—2 км при мощности до 200 м. Чаще наблюдаются тела среднего размера, прослеживающиеся по простиранию на 200—500 м, мощность их 10—30 м.

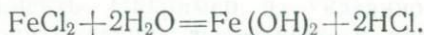
Формы тел пласто-, жило-, гнездо-, столбообразные и неправильные. Наряду с залежами сплошных массивных руд в скарновых зонах часто образуются вкрапленные руды, имеющие иногда крупное промышленное значение. На формы рудных тел влияют геологические структуры рудного поля.

Нередко оруденение контролируется сбросовыми трещинами, поверхностями напластования осадочных или вулканических толщ, складчатыми структурами и в основном избирательным метасоматозом вмещающих пород.

Вещественный состав и текстуры руд

Минеральный состав руд скарновых месторождений отличается значительным разнообразием. Из рудных минералов скарновых месторождений наиболее распространены окислы, особенно магнетит Fe_3O_4 и гематит Fe_2O_3 . Реже встречаются франклинит $(\text{Fe}, \text{Zn}, \text{Mn}) \cdot (\text{Fe}, \text{Mn})_2\text{O}_4$, якобит MnFe_2O_4 , гаусманит Mn_3O_4 , браунит Mn_2O_3 , касситерит SnO_2 . Из вольфрамов характерен шеелит CaWO_4 ; из сульфидов встречаются: пирротин Fe_6S_7 , пирит FeS_2 , молибденит MoS_2 , халькопирит CuFeS_2 , сфалерит ZnS , галенит PbS , кобальтин CoAsS , висмутовый блеск Bi_2S_3 , арсенипирит FeAsS . Из силикатов можно отметить родонит $(\text{Mn}, \text{Ca})\text{SiO}_3$ и гельвин $\text{Mn}_8[\text{BeSiO}_4]_6\text{S}_2$. Из самородных элементов встречается золото.

Одним из наиболее распространенных рудных минералов в скарнах является магнетит. Он может образовываться за счет выделяющихся из магмы газообразных хлористых соединений железа:



Гидрат закиси железа, реагируя затем опять с хлористым железом, дает магнетит: $2\text{Fe}(\text{OH})_2 + \text{FeCl}_2 = \text{Fe}_3\text{O}_4 + 2\text{HCl} + \text{H}_2$.

Таким образом, в результате реакции хлористого железа с водой в газообразном состоянии образуются магнетит и соляная кислота. Реакция в таком виде будет неустойчива, она может быть обратной. Действительно, на выделяющийся магнетит может действовать образующаяся при реакции соляная кислота, растворяющая его. Для того чтобы реакция шла только в сторону

образования магнетита, необходима нейтрализация выделяющейся соляной кислоты. В действительности она нейтрализуется основаниями вмещающих пород.



Следовательно, известняки вмещающих пород нейтрализуют выделяющуюся соляную кислоту и тем самым способствуют образованию магнетита. Поэтому наиболее активно процессы скарно- и рудообразования происходят на контакте с карбонатными породами, а кварциты и песчаники неблагоприятны для скарнообразования.

Нерудные минералы скарнов также разнообразны. Главные из них: гранаты, обычно железистый — андрадит $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$ и известково-глиноземистый — гроссуляр $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$, пироксены — диопсид $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ и геденбергит $\text{CaFe}^{+2}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Второстепенные минералы представлены эпидотом, роговой обманкой, волластонитом, хлоритом, кальцитом, кварцем, флюоритом, везувитом, плагиоклазом, флогопитом, гельвинном и др.

Сложный минеральный состав скарнов свидетельствует о довольно широком интервале температур их образования. Экспериментально установлено, что волластонит начинает кристаллизоваться при температуре 600—800°C. Магнетит из фумарол на Аляске образуется, по Э. Г. Зиесу, при температуре 500—600°C, а искусственно он был получен при 550°C. Кварц-сульфидная стадия минерализации протекает, вероятно, при температуре ниже 400°C. Исходя из этого, температура образования скарновых месторождений принимается 800—300°C.

Привнос железа из магмы обуславливает образование железистых силикатов — геденбергита $\text{CaFe}^{+2}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, андрадита $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$ и др. Так как скарновые месторождения формируются при участии газов, для них характерны крупнозернистые структуры руд.

Текстуры руд скарновых месторождений довольно разнообразны. Для них типичны друзовые текстуры, в которых встречаются хорошо образованные кристаллы; наблюдаются полосчатые текстуры как результат метасоматического замещения рассланцованных или слонстых вмещающих пород; широко распространены массивные и вкрапленные текстуры.

Зональное строение месторождений

Некоторые скарновые месторождения характеризуются зональностью, которая изучалась многими исследователями: П. П. Пилипенко (стадийная гипотеза), Д. С. Коржинским (метасоматическая зональность), В. А. Жариковым (магнезиальные скарны), Л. Н. Овчинниковым и др.

Остановимся несколько подробнее на стадийной гипотезе П. П. Пилипенко (1939 г.). Образование скарнов происходит при понижении температуры за счет веществ, привносимых извне скар-

нообразующими растворами при участии минерализаторов. При этом состав веществ постепенно изменяется, обуславливая зональность скарнов и их разнообразие. П. П. Пилипенко выделяет безводные «сухие» скарны (стадии 1—4) — высокотемпературные и водные скарны (стадии 5—6) — относительно низкотемпературные.

Для безводных скарнов им установлены четыре последовательные стадии.

1. Кремниевого метасоматоза — привнос кремния и образование диоксида.

2. Алюмосиликатного метасоматоза — привнос кремния и алюминия и образование гранатов, сначала маложелезистых, потом железистых.

3. Галоидного метасоматоза — привнос хлора и образование скаполита.

4. Железного метасоматоза — привнос закисного и окисного железа, образование магнетита и гематита и развитие в скарнах железистых алюмосиликатов (андрагита и геденбергита).

Затем идут еще две стадии водных скарнов с конституционной водой:

5. Флюидно-водного метасоматоза при участии минерализаторов (H_2O , CO_2 , Cl) с образованием роговых обманок, эпидота, кальцита, шеелита.

6. Сульфидного метасоматоза — привнос воды, H_2S и металлов, в результате чего образуются различные сульфиды и сульфосоли.

Концепция П. П. Пилипенко носит обобщающий характер, сам автор признает, что отдельные стадии в зависимости от физико-химических условий могут выпадать или совмещаться.

Физико-химические условия скарнообразования, по Д. С. Коржинскому

Образование скарнов, по Д. С. Коржинскому (1948 г.), рассматриваемое на примере месторождений Турьинских медных рудников, происходит в результате биметасоматоза. Этот процесс выражается в диффузионном обмене инертными компонентами между карбонатными породами (известняки, доломиты) и породами силикатными (гранитоиды, порфириты, туфы) под воздействием поступающего снизу постагматического раствора, привносящего подвижные компоненты. Например, на указанном месторождении в растворах, пропитывающих известняки и кварцевые диориты, образуется различная концентрация инертных компонентов: CaO вблизи известняков, SiO_2 и Al_2O_3 вблизи кварцевых диоритов. В результате биметасоматоза из силикатной породы (кварцевого диорита) выносятся кремнезем и глинозем, которые диффундируют в известняки. Известняки же теряют известь, диффундирующую в обратном направлении. Следствием такого процесса является образование реакционно-скарновых зон, располагающихся от изверженных пород в такой последовательности

(рис. 53): кварцевые диориты, контактовые диориты, пироксен-гранатовые скарны, гранатовые скарны, известняки.

Парагенезис устойчивых скарновых минералов в главную (высокотемпературную) стадию скарнообразования определяется тремя инертными компонентами: CaO , Al_2O_3 , SiO_2 . Прочие компоненты— H_2O , CO_2 , S , K_2O , N_2O , O_2 , MgO , Fe — при этом подвижные (рис. 54). Так как железо в этом ряду стоит последним и является наименее подвижным элементом, то содержание его в скарновых зонах по мере приближения к экзоконтакту (известняку) постепенно увеличивается. В результате такого прогрессирующего повышения концентрации железа в растворе биметасоматоз начи-

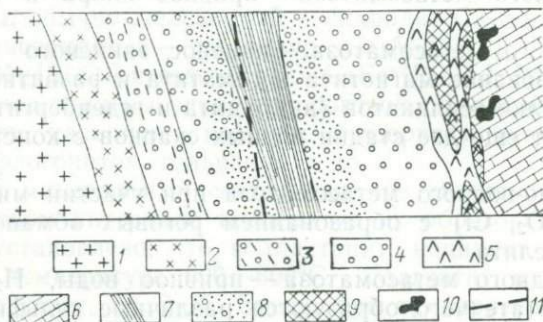


Рис. 53. Реакционно-скарновые зоны месторождений Туринских рудников.
По Д. С. Коржинскому.

1 — кварцевый диорит; 2 — контактовый диорит; 3 — пироксен-гранатовый скарн; 4 — гранатовый скарн; 5 — салитовый скарн; 6 — мраморизованный известняк; 7 — полосчатая руда зоны скальвания; 8 — вкрапленная руда в гранатовом скарне; 9 — массивная руда в салитовом скарне; 10 — массивная руда в полостях известняка; 11 — зона скальвания

нается с замещения известняка волластонитовым скарном, с последующим замещением его диопсидовым, затем салитовым, геденбергитовым и, наконец, магнетитовым. Таким образом, процесс определяется следующим рядом минералов:



В более низкую температурную стадию скарнообразования железо является уже инертным компонентом, а среди подвижных появляется медь и сохраняется сера. Они будут осадиться на месте богатых железом салитовых скарнов и образовывать массивные халькопиритовые руды (см. рис. 53). Ряд подвижности компонентов для низкотемпературной стадии скарнообразования будет иной: вполне подвижные— H_2O , CO_2 , S , K_2O , N_2O , O_2 , Cu ; инертные — SiO_2 , CaO , MgO , Fe , Al_2O_3 .

Интересно отметить, что состав плагиоклаза и граната среди зональной колонки скарнов закономерно изменяется. Плагиоклаз

околоскарновых пород, т. е. контактового диорита и пироксен-гранатового скарна, изменяется от олигоклаза до лабрадора и битовнита по мере приближения к контакту (зоне скальвания).

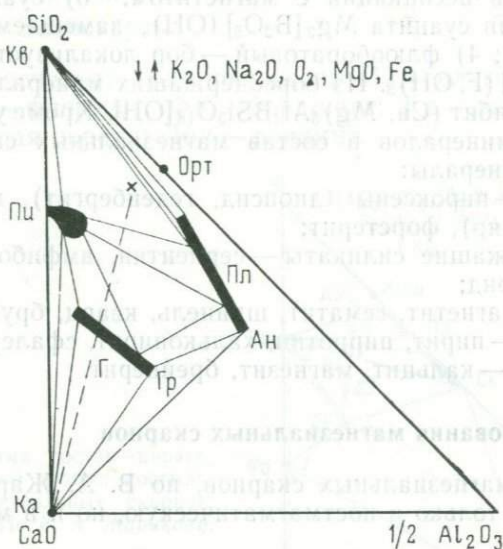


Рис. 54. Диаграмма состав—парагенезис для скарновых зон Турьинских рудников. По Д. С. Коржинскому.

Неподвижные компоненты — CaO , Al_2O_3 , SiO_2 ; подвижные компоненты — K_2O , Na_2O , O_2 , MgO , Fe . Темное — поля распространения минералов: Кв — кварц; Пи — пироксен; Ка — кальцит; Орт — ортоклаз; Пл — плагиоклаз; Ан — анортит; Г — гранат; Гр — гроссуляра; × — средний состав кварцевого диорита

Состав же граната среди гранатовых пород (гранатового скарна) изменяется от гроссуляра до андрадита по мере удаления от контакта (зоны скальвания).

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СКАРНЫ

Магнезиальные скарны образуются на контакте магнезиальных карбонатных пород (доломитов, магнезитов) с изверженными породами (гранитами, гранодиоритами, диоритами, кварцевыми порфирами и др.). Практическое значение этих скарнов определяется наличием в них месторождений железо-боратовых и боратовых руд, а также месторождений флогопита. В СССР эти месторождения изучались Д. С. Коржинским, В. А. Жариковым, Л. И. Шабьинным и др.

Формы рудных залежей магнезиальных скарнов различные — линзо- и пластообразные, сложные. Характерно зональное строение залежей.

Минеральный состав своеобразный и сложный. По составу борсодержащих минералов Л. И. Шабьин (1961 г.)

выделяет четыре типа месторождений: 1) котоитовый — борсодержащий минерал котоит $Mg_3[BO_3]_2$, железные руды отсутствуют; 2) людвигитовый — ведущий минерал людвигит $(Mg, Fe)_2Fe[BO_3]O_2$, находящийся в ассоциации с магнетитом; 3) суанитовый — бор входит в состав суанита $Mg_2[B_2O_5](OH)$, замещаемого ашаритом $Mg[BO_2](OH)$; 4) флюоборатовый — бор локализуется во флюоборите $Mg_3[BO_3](F, OH)_3$. Из борсодержащих минералов встречается иногда серендит (Ca, Mg) $_5Al_4BSi_3O_{18}[OH]$. Кроме указанных борсодержащих минералов в состав магнезиальных скарнов входят следующие минералы:

силикаты — пироксены (диопсид, геденбергит), гранаты (андрадит, гроссуляр), форстерит;

гидросодержащие силикаты — серпентин, амфиболы, флогопит, гумит, хлоритоид;

окислы — магнетит, гематит, шпинель, кварц, брусит, периклаз;

сульфиды — пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит;

карбонаты — кальцит, магнезит, брейнерит.

Условия образования магнезиальных скарнов

Образование магнезиальных скарнов, по В. А. Жарикову (1968), происходит не только в постмагматическую, но и в магматическую стадии.

Магнезиальные скарны магматической стадии образуются в результате реакционного взаимодействия доломитов с растворами, выделившимися из жидкой кристаллизующейся магмы на фронте магматического замещения («гранитизации») вмещающих толщ. Образование магнезиальных скарнов происходит до кристаллизации магматических пород, так как последние не подверглись скарнированию. Скарны располагаются на контакте с различными интрузиями от гранитов до нефелиновых сиенитов и габброидов. Образование магнезиальных скарнов магматической стадии происходит на умеренных и больших глубинах при температуре 650—850°C.

Магнезиальные скарны постмагматической стадии образуются в результате контактово-реакционного взаимодействия доломитов и алюмосиликатных пород (гнейсов, гранитов) при просачивании по контакту постмагматических растворов. Они возникают главным образом в глубинных, абиссальных условиях, так как магний в этом случае инертен, а кальциевые силикаты не возникают. Минеральный состав этих скарнов разнообразен: оливин (форстерит), клинопироксены, шпинель, флогопит, роговая обманка, скаполит, плагиоклаз, кальцит и др. Оруденение (флогопитовое, магнетитовое и боратовое) является сопутствующим и наложенным. Парагенезисы постмагматических магнезиальных скарнов позволяют считать их образование в интервале температур 450—600°C.

Для магнезиальных скарнов (В. А. Жариков и др.) установлена зональность; так, например, для постмагматических магне-

зиальных скарнов приводится следующая метасоматическая колонка:

00	01	02	03	04	2	1	0
Алп	Пи+Пл+Ск	Пи+Ск	Пи+Фл	Фл	Пи	Фо+Ка	Дол
	Эндоскарны				Экзоскарны		

Условные обозначения: Пи — пироксен; Пл — плагиоклаз; Ск — скаполит; Фл — флогопит; Фо — форстерит; Ка — кальцит; Алп — алюмосиликатная порода; Дол — доломит.

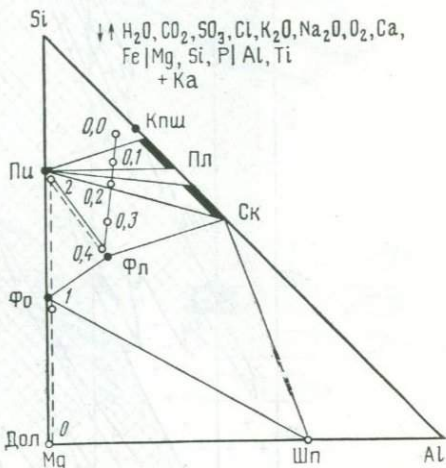


Рис. 55. Диаграмма состав—парагенезис флогопитовой фации постмагматических магнезиальных скарнов.

По В. А. Жарикову.

Дол — доломит; Фо — форстерит; Пи — пироксен; Кпш — калиевый полевой шпат; Пл — плагиоклаз; Ск — скаполит; Шп — шпинель.

Ассоциации минералов системы Mg—Al—Si для рассматриваемой флогопитовой фации скарнов представлены на диаграмме состав—парагенезис (рис. 55). Для постмагматических магнезиальных скарнов при образовании экзоскарнов привносится SiO₂ и частично выносятся MgO и CaO, при образовании эндоскарнов привносятся MgO и CaO, а выносятся SiO₂.

КЛАССИФИКАЦИЯ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ФОРМАЦИЯМ И ИХ ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ

Среди скарновых месторождений выделяется ряд формаций, различающихся по вещественному составу руд геологическим условиям залегания.

Формация железорудная — гора Магнитная и Кустанайские месторождения на Урале (рис. 56), Тельбесское в Горной Шории, Железный кряж в Забайкалье, Дашкесан на Кавказе и Банат в Венгрии, связанные с гранитоидами. Из месторождений, приуроченных к сиенитам, отметим горы Благодать и Высокую на Урале.

Вещественный состав руд этих месторождений характеризуется магнетитом и гематитом с небольшой примесью сульфидов

(пирита, халькопирита, пирротина, сфалерита и др.). Сопровождающие минералы — гранат, пироксен, амфибол, кальцит, хлорит, эпидот, кварц.

Железорудные месторождения Восточной Сибири (Ангаро-Илимское) залегают среди карбонатных пород и песчаников ордо-

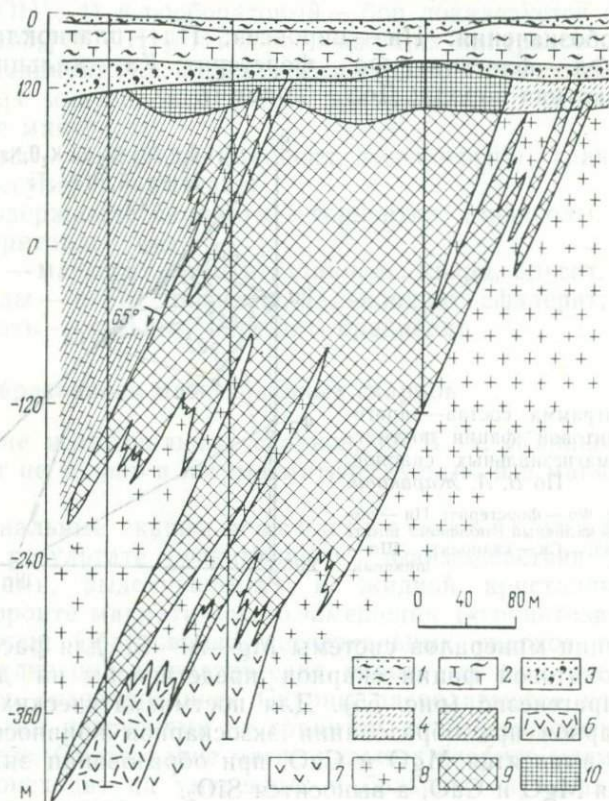


Рис. 56. Схематический геологический разрез Соколовского месторождения Кустанайской группы. По В. К. Пятунину и И. А. Кочергину.

1 — четвертичные отложения; 2 — третичные отложения; 3 — меловые отложения; 4 — кора выветривания палеозойских пород; 5 — мраморизованные известняки; 6 — альбитизированные и гематитизированные плагиоклазовые порфириды и их туфы; 7 — пироксен-плагиоклазовые порфириды и их туфы; 8 — метадiorит-порфириды альбитизированные и эпидотизированные; 9 — руды массивные и вкрапленные балансовые ($Fe \geq 30\%$); 10 — мартитовые руды. Скарны пироксеновые и гранат-пироксеновые образуются по всем породам рудной зоны

вика и силура и туфогенных пород пермо-триаса и связаны с основными породами — траппами. Руды существенно магно-магнетитовые и отличаются сферолитовыми и колломорфными текстурями, указывающими на небольшую глубину их образования (Ангаро-Илимские. . ., 1960).

В связи со строительством БАМа приобретают большое значение железные руды магнезиально-скарновых месторождений Якутии (рис. 57).

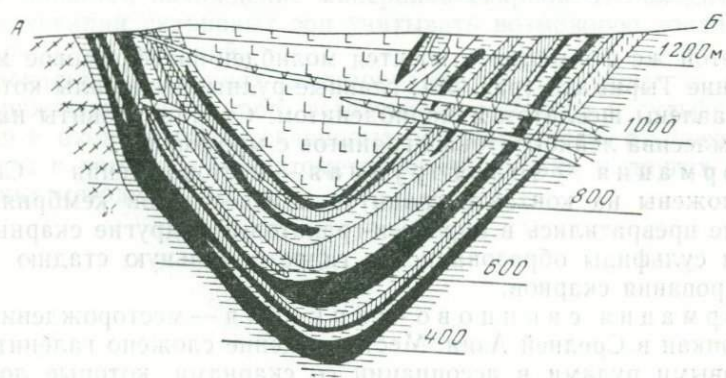
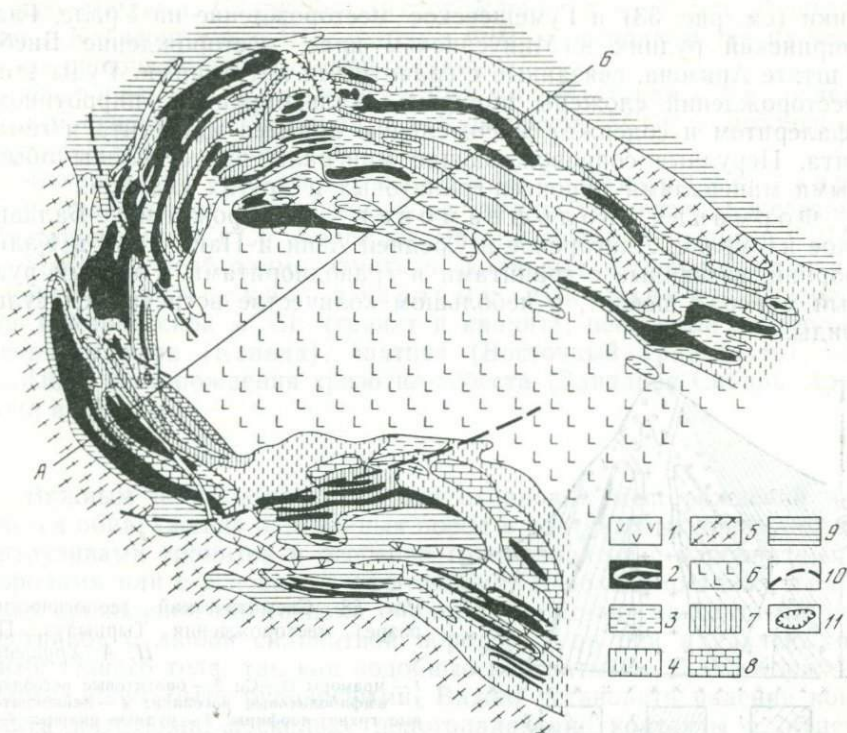


Рис. 57. Схематическая геологическая карта Таежного магнетитового месторождения Якутии. По А. И. Пухареву.

1 — сиенит-порфиры; 2 — железные руды; 3 — скарны магнезиальные; 4 — скарнированные алюмосиликатные породы; 5 — мигматиты и инъекционные гнейсы; 6 — гнейсы биотитовые и силлиманитовые (надрудные); 7 — гнейсы и кристаллические сланцы биотит-амфиболовые (продуктивный горизонт); 8 — кальцифиры и доломитовые мраморы; 9 — гнейсы и кристаллические сланцы пироксен-амфиболовые (подрудные); 10 — флексуры; 11 — карьеры и отвалы

Формация меднорудная — Турьинские медные рудники (см. рис. 53) и Гумешевское месторождение на Урале, Глафиринский рудник в Минусинском крае, месторождение Бисби в штате Аризона, связанные с гранитными интрузиями. Руды этих месторождений сложены пиритом, халькопиритом, пирротином, сфалеритом и содержат значительную примесь магнетита и гематита. Нерудные сопровождающие минералы представлены обычными минералами пироксен-гранатовых и других скарнов.

Формация вольфрамовая — месторождения Балканское на Урале, Лянгарское в Средней Азии и Пайн-Крик в Калифорнии, связанные с гранитами и гранодиоритами. Главный рудный минерал шеелит, в небольшом количестве встречаются сульфиды.

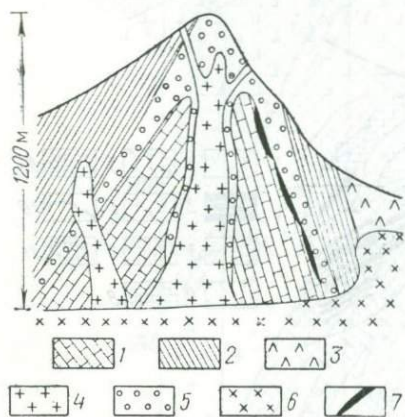


Рис. 58. Схематический геологический разрез месторождения Тырнауз. По Н. А. Хрущеву.

1 — мраморы D₃-C₁; 2 — биотитовые роговики; 3 — амфиболитовые роговики; 4 — лейкократовые гранит-порфиры; 5 — рудные скарны; 6 — эльдзуртинские порфиридные граниты; 7 — кварцевые арсениопиритовые жилы

К этой же формации относится молибден-вольфрамовое месторождение Тырнауз (рис. 58), главные рудные минералы которого представлены шеелитом и молибденитом. Скарны развиты на контакте массива лейкократовых гранитов с мраморами.

Формация золоторудная — месторождения Сибири расположены на контакте гранитов и известняков кембрия. Последние превратились в пироксен-гранатовые и другие скарны. Золото и сульфиды образовались в гидротермальную стадию после формирования скарнов.

Формация свинцово-цинковая — месторождения Алтын-Топкан в Средней Азии. Месторождение сложено галенит-сфалеритовыми рудами в ассоциации со скарнами, которые локализуются на контакте даек с карбонатными породами или в известняках по трещинам.

Формация бериллия и ниобия. В качестве руд на бериллий представляет интерес минерал гельвин $Mn_8[BeSiO_4]_6S_2$, а в копите $(Na, Ca, Ce)_2(Nb, Ti)_2O_6(F, OH)$ содержатся ниобий и редкие земли. Известно скарновое месторождение с гельвином (Железная гора в США), залегающее на контакте даек гранитов

с известняками. Скарновые месторождения с коппитом и апатитом — Кайзерштуль и Шиллинген в ФРГ — располагаются на контакте щелочных пород с известняками.

Формация касситеритовая. Месторождения редки. К ним относятся Питкьянта в Карельской АССР и небольшие месторождения Забайкалья.

Формация магnezияльных бороносных скарнов, являющихся источником бора, иногда совместно с железом. Месторождения СССР, Болгарии, Чехословакии, Румынии и США.

Наконец, необходимо отметить скарновые месторождения неметаллических полезных ископаемых: Шуерецкое в Карельской АССР (гранат и кианит), некоторые месторождения графита (Канада), апатита (Восточный Трансвааль), небольшие месторождения хризотил-асбеста (Западная Сибирь, Аризонa в США).

Важным поисковым признаком скарновых месторождений является обнаружение измененных пород в контактовых зонах между интрузивами гранитов и особенно гранодиоритов с карбонатными породами или с основными эффузивами. Необходимо также в районах проявления магматизма обращать внимание на контакты известняков с любой силикатной породой, если они и удалены от интрузивного тела, так как подобные контакты, по Д. С. Коржинскому, могут быть рудоносными. Важно установить падение контакта интрузива, поскольку положопадающие контакты в общем случае благоприятнее крутопадающих. Ценным поисковым признаком является нахождение минералов скарнов. Необходимо при прослеживании скарновых зон учитывать возможную зональность скарновых образований.

Поскольку в скарнах железорудных, меднорудных и других месторождений очень часто встречаются магнетит и сульфиды, то поиски и оконтуривание скарновых зон могут быть с успехом выполнены с помощью магнитометрической съемки и других геофизических методов.

АЛЬБИТИТОВЫЕ И ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Грейзеновые месторождения известны давно, но раньше многими исследователями они относились к классу гидротермальных высокотемпературных. Альбититовые месторождения как промышленный объект привлекли внимание сравнительно недавно, лет 20 назад, и представляют собой новый генетический тип. Те и другие месторождения являются источником многих редких металлов, и их промышленное значение определяется крупным масштабом, довольно равномерным, хотя и невысоким содержанием ценных элементов, что и позволяет эффективно разрабатывать большинство этих месторождений открытым способом.

Альбититы и грейзены объединяются общностью происхождения, источником рудообразующих веществ, а иногда и совместным нахождением. Обычно они связаны с апикальными выступами массивов кислых и щелочных гипабиссальных изверженных пород, которые подверглись постмагматическому щелочному метасоматозу. Апикальные части гранитных куполов вследствие натрового метасоматоза были альбитизированы, а избыток калия был вынесен и связан в грейзенах, образовавшихся выше альбититов вблизи кровли интрузивов. При этом исходная порода освобождалась от элементов-примесей, причем в альбититах концентрировались главным образом ниобий, тантал, цирконий, торий, а в грейзенах — олово, вольфрам, бериллий, литий.

Альбититы и грейзены не всегда образуются совместно и одновременно. Встречаются грейзеновые месторождения без альбититов и альбититовые без грейзенов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Альбититовые и грейзеновые месторождения формировались как в геосинклинальных областях, так и на платформах. В геосинклиналях они возникали в среднюю и позднюю стадии развития и тесно связаны с гранитами кислыми и повышенной щелочности, на платформах тяготеют к щелочным гранитам и нефелиновым сиенитам.

Альбитит-грейзеновые месторождения формировались под воздействием горячих постмагматических растворов на массу раскристаллизовавшейся интрузивной породы. Намечается следующая схема их образования (по А. А. Беусу; рис. 59). Процесс высокотемпературного постмагматического метасоматоза идет вначале

с повышением кислотности растворов, а потом со снижением. В первую, прогрессивную часть процесса происходят последовательно: 1) калиевый метасоматоз, выражающийся ранней микроклинизацией; 2) активизация натриевого метасоматоза, приведшего к ранней альбитизации. Эти процессы происходили из надкритических растворов, которые при максимальном увеличении кислотности становились гидротермальными. В период их наибольшей кислотности возникали грейзеновые месторождения.

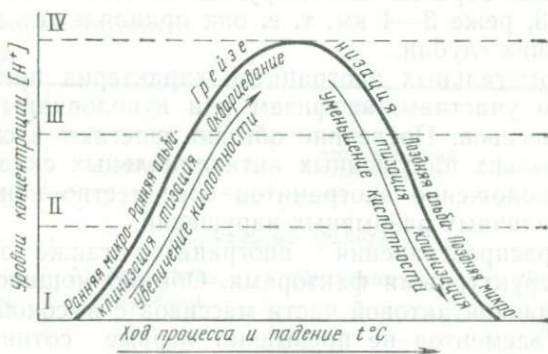


Рис. 59. Кривая режима изменения кислотности—щелочности растворов в процессах высокотемпературного постмагматического метасоматоза при раскristаллизации гранитов. По А. А. Беусу и Н. Е. Залашковой

Во вторую, регрессивную часть процесса происходило снижение кислотности растворов, сопровождавшееся поздней альбитизацией и поздней микроклинизацией. Эти поздние процессы выражены слабее ранних.

Обилие газодонных включений в грейзенах и альбититах свидетельствует о большой роли газовой фазы в их образовании. Процесс протекал, вероятно, сначала в надкритических условиях, а потом в гидротермальных.

При общности физико-химических условий образования альбититовых и грейзеновых месторождений между ними есть и различия. Альбититы возникают раньше, из более высокотемпературных надкритических растворов в тыловой части метасоматической колонки, а грейзены позже, из менее высокотемпературных кислых растворов по фронту метасоматоза.

АЛЬБИТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Связь месторождений с интрузивами и зональность

Альбититы — это своеобразный тип редкометальных месторождений тантала, ниобия, бериллия, лития, циркония, тория и редких земель. Генетически они связаны с процессами высокотемпературного постмагматического метасоматоза. История их изучения едва

насчитывает два десятка лет. В СССР начало их изучения положено А. А. Беусом (1968), который впервые для метасоматически измененных гранитов стал применять термин «апограниты», принятый теперь в СССР и за рубежом.

Альбититовые месторождения приурочены к интрузивным комплексам кислого и щелочного состава различного возраста: докембрийского (европейская часть СССР), верхнекаледонского (Сибирь), герцинского (Урал, Казахстан и др.) и киммерийского (Забайкалье). Глубина образования интрузивных комплексов преимущественно 1,5—3, реже 3—4 км, т. е. они принадлежат к интрузиям малых и средних глубин.

Для редкометалльных апогранитов характерна приуроченность к апикальным участкам, апофизам или куполовидным выступам гранитных массивов. Последние обычно залегают в сводовых частях и на крыльях нарушенных антиклинальных складок. Пространственное положение апогранитов повсеместно контролируется развитием различных разрывных нарушений.

Глубина распространения апогранитов также определяется в основном структурными факторами. Обычно мощность альбитизированной эндоконтактной части массивов с высокой концентрацией редких элементов не превышает первые сотни метров, но в массивах апогранитов, связанных с глубокими тектоническими зонами, она может быть более 600 м. В редких случаях альбититы выходят за пределы материнских массивов во вмещающие породы.

Альбититовые месторождения, связанные с щелочными комплексами, в отличие от апогранитов также часто развиваются среди различных вмещающих пород экзоконтактной зоны, как и в самих материнских интрузивах. Последние тоже тяготеют к зонам тектонических нарушений. Щелочные породы, с которыми связаны альбититовые месторождения, могут быть представлены, начиная от щелочных сиенитов и кончая нефелиновыми сиенитами фойяитового типа.

В морфологическом отношении массивы гранитоидов, к которым приурочены редкометалльные альбититовые месторождения, в большинстве случаев представлены интрузиями трещинного типа, выходы которых на дневную поверхность имеют сравнительно небольшие площади, измеряемые единицами или первыми десятками квадратных километров. Часть подобных массивов представляет собой куполовидные выступы крупных интрузивных тел, залегающих на глубине нескольких километров.

Для массивов апогранитов характерна следующая вертикальная зональность (снизу вверх):

- биотитовые граниты,
- двуслюдяные граниты,
- альбитизированные граниты,
- альбититы (альбит, кварц, мусковит, микроклин),
- грейзены (мусковит, кварц).

Типы альбититов (апогранитов) и их генезис

Подобно материнским гранитоидам среди апогранитов по характеру отношения сильных оснований и алюминия можно выделить апограниты нормального, субщелочного и щелочного ряда. Критерием для такого подразделения является парагенезис полевых шпатов, слюд, темноцветных, типоморфных и редкометальных минералов в метасоматической породе (табл. 20).

Таблица 20

Минеральный состав альбититов.

По А. А. Беусу

Тип альбититов	Минералы		
	главные	второстепенные типоморфные	типоморфные редкометальные
<i>Нормальные граниты</i>			
Мусковитовые апограниты	Альбит, кварц, микроклин	Мусковит	Берилл, берtrandит, фенакит, флюорит
<i>Субщелочные граниты</i>			
Литионитовые апограниты	Альбит, амазонит, кварц	Лепидолит, криофиллит, циннвальдит	Колумбит-танталит, пирохлор-микролит
<i>Щелочные граниты</i>			
Биотитовые апограниты	Альбит, микроклин, кварц	Биотит	Пирохлор (гатчеттолит), циркон (малакон), фергусонит
Рибекитовые апограниты	Альбит, кварц, микроклин	Рибекит	Пирохлор, циркон, колумбит, гагаринит, ксенотим
<i>Нефелиновые сиениты</i>			
Нефелинсодержащие микроклин-альбитовые	Альбит, микроклин	Эгирин, щелочной амфибол	Циркон, пирохлор, монацит

По внешнему виду все апограниты представляют собой лейкократовые породы, в которых на фоне основной альбитовой мелкозернистой массы обычно выделяются округлые серые порфиридные вкрапленники кварца и идиоморфные порфиробласты микроклина. Помимо этого, в зависимости от типа апогранита могут присутствовать вкрапленники светлой или темной слюды или удлиненные кристаллы рибекита, реже эгирина.

Содержание главных минералов в апогранитах следующее (в %): альбит — от 10 до 50 (обычно 30—50), микроклин — от 10 до 60 (в среднем около 30), кварц — от 10 до 60 (в среднем около 30).

Выделяется несколько типов апогранитов (см. табл. 20).

Мусковитовые апограниты относятся к апогранитам нормального ряда. Известны в Сибири и на Дальнем Востоке, где связаны с биотитовыми и двуслюдяными порфиroidными гранитами герцинского или киммерийского возраста. Они формируются в пределах материнских гранитов, реже за пределами материнской интрузии среди более древних гранитоидов.

— Апограниты, образовавшиеся в пределах материнской интрузии, обычно слагают апикальные участки, куполовидные выступы и апофизы гранитных массивов.

Из типоморфных минералов, представляющих практический интерес, характерны флюорит и особенно берилл, мелкие кристаллы которого (десятые доли миллиметра) относительно равномерно рассеяны в породе.

Литионитовые апограниты относятся к субщелочному ряду. Они представляют наибольший практический интерес в отношении танталоносности. Типоморфными минералами являются литиевые слюды — лепидолит и циннвальдит, калиевый полевой шпат обычно представлен зеленым или голубовато-зеленым амазонитом.

Апограниты этого типа занимают самые апикальные части массивов альбитизированных и грейзенизированных гранитоидов, размещение которых контролируется крупными разрывными нарушениями.

В этих апогранитах содержатся (в %): альбит 20—75, амазонит 5—40, кварц 10—50, литиевые слюды 0,5—25. Из редкометалльных минералов характерны колумбит-танталит, пирохлор-микродит, встречаются касситерит, циркон. Промышленные компоненты руд — тантал, ниобий, литий, рубидий. В непосредственном эндоконтакте иногда содержится 0,03—0,04% Ta_2O_5 . Месторождения этого типа известны в Восточной Сибири.

Биотитовые апограниты относятся к щелочному ряду. Распространены они достаточно широко, образуя отдельные большие массивы, дайкообразные тела или метасоматические фации в массивах литионит- и рибекитсодержащих апогранитов. Самостоятельные массивы этих апогранитов известны в Казахстане, на Урале, в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке. Обычно они характеризуются низким содержанием редких элементов. Типоморфные редкометалльные минералы — малакон, колумбит, фергюсонит, гатчеттолит. Встречаются гематит, магнетит и флюорит.

Рибекитовые апограниты также относятся к щелочному ряду. Представляют практический интерес как источники циркония, ниобия и редких земель. Они известны в Казахстане, Восточной Сибири и на Дальнем Востоке. Рибекитсодержащие апограниты обычно развиваются совместно с биотитовыми в виде

обособленных метасоматических фаций в пределах одних и тех же массивов измененных гранитоидов.

Редкометалльные минералы: циркон, пирохлор, колумбит, гагаринит (NaYCaF_6), ксенотим, торит и др. Присутствует монацит; содержится 0,3% Ta_2O_5 и 0,7% Zr.

Нефелинсодержащие микроклин-альбитовые альбититы связаны с щелочными породами — нефелиновыми сиенитами. Сюда относятся породы типа мариуполитов — разновидности нефелинового сиенита, состоящей из альбита (74%), нефелина и эгирина. Такие породы образовались в процессе автосоматического изменения нефелиновых сиенитов обычно в зонах повышенной трещиноватости. Для мариуполитов характерна концентрация в них редкометалльных минералов: циркония и ниобия (циркон и пирохлор) и редкоземельных (монацита). Встречаются апатит, сфен, ильменит.

Рассматриваемые месторождения наиболее обстоятельно охарактеризованы А. А. Беусом с сотрудниками, которые относят их к пневматолит-гидротермальным, образованным в условиях высоких температур и давлений, отвечающих умеренным глубинам. Температурные условия формирования альбититов, по Г. Н. Щербе, 550—400°C, а оптимальная глубина их возникновения, по А. А. Беусу, от 1,2—2 до 3—4 км.

Важной особенностью месторождений является их непосредственная связь с интрузивами, в апикальных частях или вблизи которых они развиваются. Эта связь генетическая, поскольку источником рудных компонентов были интрузивы. Локализация оруденения в пределах апикальных участков вызвана тем, что здесь возникали зоны пониженного давления, длительное время служившие коллекторами летучих компонентов и рудообразующих растворов, отделяющихся на глубоких горизонтах интрузивного тела.

Для редкометалльных альбититов типична ведущая по отношению к калию роль натрия, вызванная резким преобладанием альбита над калиевым полевым шпатом. Альбититовые месторождения — типичные метасоматические образования, в которых достаточно четко проявилась зональность с определенным положением в ней повышенных концентраций ценных компонентов.

ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Геология, фаціальность и зональность месторождений

Грейзены формируются в различных геологических условиях. Они залегают в апикальных выступах гранитных массивов, в алюмосиликатных породах их кровли (песчаниках, сланцах, эффузивах), а иногда в основных и карбонатных породах (Рундквист и др., 1971).

Грейзены, возникающие в различных породах, обладают зональным строением и характерным набором фаций, отвечающих последовательности их образования (табл. 21).

Таблица 21

Фациальность грейзенов

Исходные породы	Фации грейзенов и их зональность
Алюмосиликатные	Бiotит-кварцевые, биотит-мусковит-кварцевые, мусковит-кварцевые, кварц-мусковитовые, кварц-топаз-мусковитовые, топаз-мусковитовые, турмалин-мусковитовые, флюорит-мусковитовые, мусковитовые, топазовые, кварцевые
Основные	Флюорит-слюдяные, маргарит-флогопитовые, плагиоклазитовые
Карбонатные	Слюдяно-флюоритовые, топаз-флюоритовые, турмалин-флюоритовые, микроклин-флюоритовые

Состав грейзенов изменяется закономерно, что обуславливает их зональность. Например, в алюмосиликатных породах, следуя от гранита к рудному телу, различают одиннадцать типов грейзенов (см. табл. 21). В связи с тем, что грейзены располагаются как в магматических породах, так и в породах кровли, среди них выделяют эндогрейзены и экзогрейзены.

Несмотря на сходство между грейзеновыми и альбититовыми месторождениями, они заметно отличаются друг от друга (Рундквист и др., 1971). Формируются они либо в связи с различными по составу и времени образования гранитами, либо в связи с одними и теми же гранитами, но в условиях различной степени открытости системы: грейзены — в относительно открытых системах, альбититы — в относительно закрытых. В первом случае могут проявляться процессы кислотного метасоматоза, характерные для грейзенизации, а во втором — щелочного метасоматоза, приводящие к микроклинизации, возникшей вначале при высокой температуре, и к альбитизации, проявляющейся позднее при понижении температуры.

Морфология месторождений, вещественный состав руд и генезис

Выделяют следующие формы тел грейзеновых месторождений.

Штоки, возникающие при массовом метасоматозе и характерные для эндогрейзенов.

Штокверки, образующиеся по густой сети мелких трещин и представляющие собой совокупность жилок, прожилков и рудной вкрапленности.

Жилы, следующие вдоль систем разобренных трещин и представляющие собой обособленные и более крупные тела. Жилы характерны для экзогрейзенов.

Трубообразные тела — довольно редкий морфологический тип, известный в Австралии, Юго-Восточной Азии и Африке. Локализуются вблизи контактовой поверхности материнских гранитных массивов, развиваясь в них самих и реже в породах кровли.

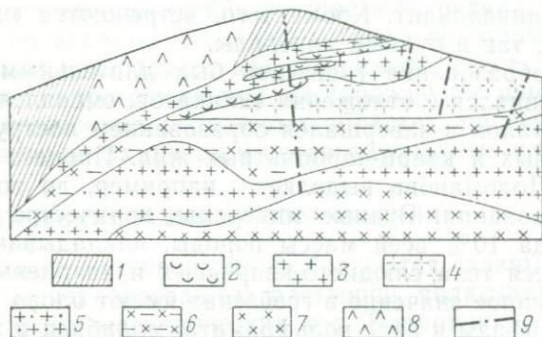


Рис. 60. Схематический геологический разрез альбититового редкометалльного месторождения Сибири. По М. В. Кузьменко.

1 — песчаники, сланцы, туфобрекчии (нижний—средний девон); 2 — кварц-амазонитовые метасоматиты; 3 — лепидолит-альбитовые апограниты рудоносные; 4 — амазонит-альбитовые апограниты рудоносные; 5 — амазонит-альбитовые апограниты с лепидолитом и мусковитом; 6 — амазонит-альбитовые апограниты с мусковитом; 7 — порфиробластовые граниты (верхняя юра); 8 — гипабиссальные лампрофилы (верхняя юра); 9 — тектонические нарушения

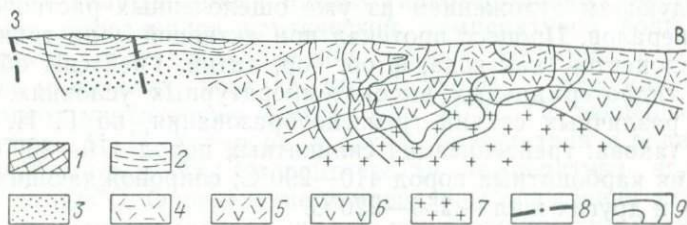


Рис. 61. Схематический разрез грейзенового месторождения. По В. Т. Покалову.

1 — мраморизованные известняки; 2 — глинисто- и кремнисто-углистые сланцы; 3 — песчаники и алевролиты с прослоями туфов кварцевых порфиров; 4 — липаритовые порфириты, фельзит-порфириты и их туфы; 5 — дацитовые порфириты; 6 — андезитовые порфириты и их туфы; 7 — лейкократовые граниты; 8 — тектонические нарушения; 9 — изолинии содержания молибдена

Таким образом, по структурно-морфологическим признакам и условиям проявления грейзены отличаются широким диапазоном, поэтому в настоящее время у геологов нет единого мнения об объеме понятия «грейзеновые месторождения». Выделяя в данной работе грейзеновые месторождения, мы считаем целесообразным отнести к ним только собственно грейзеновые — типа минерализованных куполов и трубообразных залежей, а жильные и частью

штокверковые месторождения, сопровождаемые грейзенизацией вмещающих гранитов, рассматривать среди высокотемпературных гидротермальных глубинных месторождений.

Вещественный состав руд грейзеновых месторождений отличается значительным разнообразием. Главные жильные минералы — кварц, мусковит; второстепенные — турмалин, топаз, флюорит, микроклин, биотит, альбит. Главные рудные минералы — касситерит, вольфрамит; второстепенные рудные — молибденит, берилл, лепидолит, циннвальдит. Кроме того, встречаются многие редкие как жильные, так и рудные минералы.

Процесс образования грейзенов был длительным и прерывистым. Он начинался с отложения силикатов, сменялся выделением рудных минералов и завершался образованием пострудных кварц-полевошпатовых и кварц-карбонатных жил. Процесс был стадийным. Е. И. Доломанова выделяет, например, до восьми стадий грейзенообразования. Рудные минералы, количество которых достигает иногда 10% всей массы породы, накладываются на уже образовавшиеся тела слюдисто-кварцевых и кварцевых грейзенов.

Промышленное значение в грейзенах имеют олово в форме касситерита, вольфрам в виде вольфрамита, молибден в молибдените, литий в лепидолите и циннвальдите, иногда висмут. Важное значение имеет бериллий, встречающийся в виде берилла в силикатных грейзенах, фенакита, бертрандита, гельвина в карбонатных грейзенах и, наконец, хризоберилла и изумруда в грейзенах по основным породам.

Формирование грейзеновых месторождений происходило под воздействием кислотных растворов, выщелачивающих катионы с последующим отложением из уже ошелоченных растворов рудных минералов. Процесс протекал при активной роли таких летучих компонентов, как вода, фтор, бор, литий. Грейзены образовались в гидротермальных высокотемпературных условиях. Температура различных стадий грейзенообразования, по Г. Н. Щербе (1968), такова: грейзенизация силикатных пород 470—330°C; грейзенизация карбонатных пород 410—290°C; сопровождающих флюоритовых и других жил — 250—220°C.

Альбититовые редкометалльные месторождения известны в ряде районов нашей страны (Казахстан, Восточная Сибирь и Дальний Восток) и в зарубежных странах (Африка, Южная Америка, Франция, Чехословакия). Схема геологического строения одного из альбититовых месторождений СССР приведена на рис. 60. Грейзеновые штокверковые месторождения известны в Забайкалье, Казахстане, Восточной Сибири (рис. 61).

В зарубежных странах грейзеновые месторождения распространены в Малайзии, Индонезии, Китае, Корее, Бирме, Австралии, Чехословакии и ГДР.

Гидротермальные месторождения представляют собой обширную и очень ценную в практическом отношении группу, куда относятся многочисленные месторождения руд цветных, редких, благородных, черных и радиоактивных металлов, а также некоторые неметаллические полезные ископаемые, как, например, асбест, тальк, магнезит, флюорит. Гидротермальные месторождения широко развиты не только в подвижных складчатых областях, но также и на щитах, активизированных щитах и активизированных платформах.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Гидротермальные месторождения образуются главным образом за счет горячих минерализованных растворов, являющихся производными остывающих магматических тел. Возможно и немагматическое происхождение гидротерм за счет вадозных или метаморфических вод.

Физико-химические условия образования гидротермальных месторождений, наиболее распространенных из постмагматических, рассматривались в главе 9. Ниже дополнительно освещаются вопросы о температуре и глубине образования гидротермальных месторождений.

Высший температурный предел гидротермальных месторождений ранее определялся критической температурой воды 374°C. Э. Ингерсон, исследуя включения водных растворов в гидротермальных минералах, показал, что растворы с содержанием 10% NaCl имеют критическую температуру 437°C. По экспериментальным данным Н. И. Хитарова, в случае присутствия в водном растворе 0,25 моль/л Na_2CO_3 критическая температура его повышается до 398°C. Определение температуры осаждения минералов некоторых гидротермальных жил по их газовой-жидким включениям показывает ее максимальное значение 540—560°C. Поэтому верхний температурный предел для образования гидротермальных месторождений может достигать 600°C. Нижний температурный предел для них устанавливается в 50°C или даже ниже, вплоть до средней годовой температуры поверхности Земли для данной местности. Наиболее обильное гидротермальное рудообразование происходит при температуре 400—100°C.

Глубина образования гидротермальных месторождений различная. Они могут формироваться на больших глубинах — порядка 3—5 км и более, умеренных глубинах — 1—3 км и на малых — менее 1 км или вблизи поверхности земли. Примерная глубина формирования гидротермальных месторождений может быть установлена на основе геологических, морфологических, текстурно-

структурных и минералогических критериев. Специальную работу по определению глубины формирования месторождений выполнил И. П. Кушнарев (1961). Им предложена методика определения глубин послерудной эрозии с помощью карты эрозионных срезов, что позволяет установить максимальный диапазон глубин, благоприятных для образования различных типов эндогенных месторождений.

Таблица 22

Критерии глубинности.

По И. Г. Магакьяну

Критерии глубинности	Месторождения значительных глубин (более 1 км)	Месторождения малых глубин (менее 1 км)
Связь с магмой	Характерна пространственная связь с глубинными интрузивами	Характерна пространственная связь с интрузивами малых глубин и эффузивами
Протяженность оруденения по вертикали	Оруденение обычно хорошо выдерживается на значительные глубины (1—2 км по вертикали)	Наблюдается выклинивание рудных тел; чаще на глубине 300—500, реже до 1000 м
Состав руд и формаций	Руды сравнительно простые; различные формации четко обособлены	Руды сложные; формации не обособляются
Проявление первичной зональности	Нередко отчетливо выраженная горизонтальная и вертикальная зональность	Вертикальная зональность выражена плохо, проявляется телескопирование
Характер распределения оруденения	Характерно равномерное и невысокое содержание металлов	Характерно неравномерное содержание металлов, местами очень высокое
Текстуры и структуры руд	Руды кристаллические, обычны структуры распада твердых растворов; колломорфные образования встречаются только в низкотемпературных типах	Наряду с кристаллическими рудами (жеоды, друзы) значительную роль играют руды колломорфных текстур

Критерии глубинности месторождений (табл. 22) были разработаны И. Г. Магакьяном и приведены в работах П. М. Татарина и И. Г. Магакьяна (1954 г.). Критерии глубинности И. Г. Магакьяна критиковал Ф. И. Вольфсон (1962), который считает их недостаточно обоснованными, а применение на практике затруднительным. Знание критериев глубинности месторождений является очень важным, поскольку глубинность — основа для оценки

рудных жил по вертикали, а также важный признак классификации постмагматических месторождений. Приведенные выше критерии при тщательном изучении геологических, морфологических и минералогических особенностей месторождений окажут помощь геологу при решении вопроса о их глубинности.

ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Эти месторождения образуются при температурах около 500—300°C. В их формировании значительную роль играют летучие компоненты, что дало основание некоторым исследователям выделять особо пневматолитовые месторождения, образующиеся только из газовой фазы. По мнению автора, образование рассматриваемых месторождений происходит из жидких гидротермальных растворов и газовой фазы, богатой минерализаторами.

Геология, морфология и вещественный состав руд

Месторождения эти обычно связаны с кислыми интрузивными породами (гранитами, гранодиоритами и др.) и залегают как в самих интрузивах, так и в породах кровли — осадочных, метаморфических и даже эффузивных, но близко от интрузивных пород.

Форма рудных тел — жилы неправильные, четочные, рубцовые, типа конского хвоста; часты штокверки; изредка залежи вкрапленных руд. Размеры рудных тел чаще средние и небольшие, реже весьма крупные. Руды имеют преимущественно массивную текстуру, но встречаются текстуры жилообразные и вкрапленные.

Вещественный состав руд определяется, во-первых, минералами с минерализаторами: флюорит, топаз, берилл, турмалин, хлорит. Во-вторых, характерны высокотемпературные минералы: магнетит, гематит, пирротин, касситерит, вольфрамит, гюбнерит, шеелит, молибденит, висмутовый блеск, арсенопирит, золото, флогопит, графит, апатит, корунд, силлиманит, кианит. Встречаются и среднетемпературные минералы: халькопирит, сфалерит, галенит. Главные жильные минералы: кварц, полевые шпаты, мусковит, литиевые слюды, флюорит, скаполит, амфибол, гранат, родонит.

Изменение рудовмещающих пород

Околорудные изменения боковых пород представлены грейзенизацией, турмалинизацией и скарнированием (Измененные..., 1954). Процессы изменения рудовмещающих пород гидротермальных месторождений, длительные по времени и широко распространенные в пространстве, имеют весьма важное значение в практике поисково-разведочных работ. Это один из наиболее надежных поисковых признаков для обнаружения медноколчеданных, свинцово-цинковых, золото-сульфидных, оловянно-вольфрамовых и других месторождений.

Грейзенизация — высокотемпературный процесс пневматолит-гидротермального изменения интрузивных, осадочных, метаморфических и частично эффузивных пород. Минеральный состав грейзенов (в %): кварц 40—70; мусковит и литиевые слюды до 40; турмалин, топаз, флюорит до 20; рудные минералы (касситерит, вольфрамит, пирит, арсенопирит, висмут, молибденит, пирротин и др.) до 10. В небольшом количестве присутствуют берилл, хлорит, рутил, серицит и др.

Грейзены являются не только важным поисковым признаком на редкометалльные руды, но и сами используются как месторождения олова, вольфрама, лития и бериллия. Более подробное описание грейзеновых месторождений приведено в главе 13.

Формации глубинных и приповерхностных месторождений

Высокотемпературные гидротермальные месторождения возникают как на больших и средних глубинах, так и в условиях, близких к поверхности земли; но преобладают месторождения глубинные. Выделяют несколько типичных формаций глубинных месторождений.

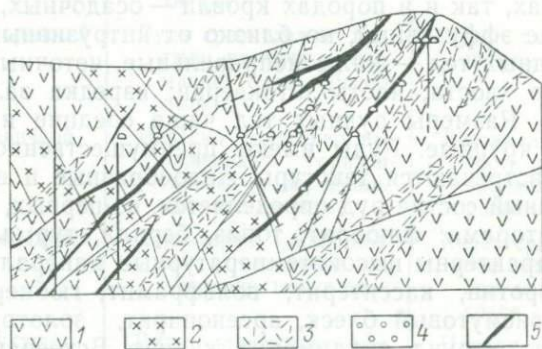


Рис. 62. Схематический разрез Джидинского (Холтосонского) месторождения вольфрамовых руд Юго-Западного Забайкалья. По Н. К. Нефедову.

1 — кварцевые диориты; 2 — гранит-порфиры; 3 — лампрофиры; 4 — горблендиты; 5 — кварц-вольфрамитовые жилы

Формация кварц-золоторудная — месторождения Кочкарское (Урал), Коммунар (Западная Сибирь), Колар (Индия), Корнуэллс (Англия). Кварцевые жилы содержат сульфиды (пирит, пирротин, арсенопирит и др.), с ними связано тонкорасеянное золото.

Формация кварц-вольфрамитовая — Джидинское (Холтосонское) месторождение Бурятской АССР (рис. 62), месторождения Португалии и Китая. Кварцевые жилы содержат гюбнерит, реже сульфиды.

Формация кварц-молибденитовая — месторождение Восточный Коунрад, образованное кварцевыми жилами с молибденитом, сопровождающимся пиритом и вольфрамитом.

Из неметаллических полезных ископаемых для высокотемпературных гидротермальных месторождений следует отметить: месторождения графита (Шри Ланка), апатита (Кесерес в Испании), корунда, силлиманита и кианита (Семизбугы в Казахстане и Чайнытское в Якутии).

Высокотемпературные месторождения малых глубин распространены нешироко, к ним относятся следующие формации.

Формация Sn—W—Bi—Ag — месторождения Унция и др. в Боливии, характеризующиеся очень сложными по составу рудами, содержащими касситерит, станнин, вольфрамит, висмутин, аргентит, пираргирит, прустит, пирит, марказит, халькопирит, сфалерит, галенит и др. Вмещающие породы подверглись окремнению и каолинизации.

Формация Cu—Mo — месторождение Браден в Чили, расположенное в жерле вулкана среди андезитовых лав; руды состоят из халькопирита, пирита, борнита, молибденита, энаргита и др.; характерно присутствие турмалина, барита, ангидрита и кварца.

Формация Cu—Sn — месторождение Аkenaбе в Японии, характеризуется халькопиритом и касситеритом; интересно присутствие халцедона; наблюдается кокардовая текстура руды.

СРЕДНЕТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Эти месторождения образуются в интервале 300—200°C на умеренных и больших глубинах, а также в приповерхностных условиях.

Участие летучих веществ в рудообразовании очень ограничено, за исключением газов H_2S , CO_2 , F. Месторождения этого типа имеют большое практическое значение. Из них добывают основную массу цветных металлов (медь, свинец, цинк), значительную часть молибдена и олова, большую часть золота и серебра, урановые руды и почти целиком продукцию таких нерудных ископаемых, как асбест, магнезит, горный хрусталь, значительную часть плавикового шпата.

Геология, морфология и вещественный состав руд

Среднетемпературные месторождения связаны с интрузивными породами самого разнообразного состава — от кислых до ультраосновных. Залегают месторождения нередко внутри массивов изверженных пород, но в большинстве случаев в осадочных и метаморфических породах кровли. Образовывались гидротермальные среднетемпературные месторождения как метасоматическим путем, так и путем выполнения пустот, в результате чего встречаются метасоматические залежи и типичные жилы выполнения.

Формы рудных тел — главным образом простые жилы; встречаются и другие типы жил: седловидные, сетчатые, лестничные, жилы разлистывания. Иногда наблюдаются линзы, пластообразные залежи и штоки. Размеры рудных тел весьма различны — от громадных до малых, но преобладают большие и средние.

Вещественный состав руд этих месторождений отличается большим разнообразием. Рудные минералы: золото и серебро, гематит, сидерит, пирит, арсенопирит, халькопирит, энаргит, борнит, тетраэдрит, теннантит, галенит, сфалерит, сульфоарсенаты и сульфоантимониты свинца и цинка (буланжерит, джемсонит, кобальтин), арсениды и сульфоарсениды никеля и кобальта (шмальтин, раммельсбергит), урановая смолка, касситерит, станнин, реже молибденит и самородный висмут. Из неметаллических минералов характерны: хризотил-асбест, тальк, магнезит, флюорит, горный хрусталь. Главные жильные минералы: кварц, карбонаты (кальцит, доломит, сидерит, анкерит, редко родохрозит), барит, а в приповерхностных месторождениях — адуляр.

Текстуры руд гидротермальных месторождений, подобно их минеральному составу, также весьма многообразны. Из однородных текстур обычно встречаются массивная и вкрапленная. Широко развиты текстуры с удлиненными формами — полосчатые, жильные и слоистые. Неправильные по форме текстуры, представленные пятнистой и колломорфной, — редки. В большинстве гидротермальных месторождений наблюдается несколько типов текстур, что вызвано разнообразием условий отложения руд.

Руды гидротермальных месторождений образуются обычно в несколько стадий минерализации, которые устанавливаются по текстурным и структурным признакам. Довольно часто наблюдается повторное выделение одного и того же минерала на разных стадиях процесса. Отложение нескольких генераций одного и того же минерала называется рекурренцией.

Иногда наблюдается повторение условий рудообразования на последовательных стадиях гидротермального процесса; например, возрождение высокотемпературного уровня в последующую стадию после падения температуры к концу предшествующей стадии. Такое явление называется реювиацией.

Изменение рудовмещающих пород

Метасоматические изменения боковых пород, имеющие очень важное поисковое значение, разнообразны и отчетливо выражены.

Серицитизация — широко распространенный процесс изменения полевошпатовых пород кислого и среднего состава (граниты, кварцевые диориты), а также эффузивов, туфов, метаморфических и осадочных пород. Химическая сущность процесса серицитизации заключается в выносе из породы натрия, магния, кальция и приносе калия, а также воды и кислотных радикалов.

Минеральный состав серицитсодержащих пород: серицит, кварц, карбонаты, рутил, хлорит, сульфиды (пирит, халькопирит и др.). Менее постоянные минералы: турмалин, флюорит, барит, тальк, эпидот. Серицит образуется главным образом в результате разложения полевых шпатов, но может получаться также за счет биотита, андалузита, топаза, хлорита.

Серицитизация наиболее характерна для месторождений цветных металлов; она наблюдается на уральских и закавказских медноколчеданных месторождениях, алтайских, салаирских и кавказских свинцово-цинковых месторождениях; в некоторых прожилково-вкрапленных медных рудах. Кроме того, серицитизация проявляется в ряде редкометальных (Sn, W, Mo, Bi) и золоторудных месторождений. Мощность зон серицитизации обычно значительно превосходит мощность рудных залежей, что имеет важное поисковое значение, например, для колчеданных месторождений Урала: Красногвардейского в 1,6 раза, Дегтярского в 6,4 раза, Новолевихинского в 5,4 раза.

Березитизация впервые была подмечена на Березовском золоторудном месторождении близ г. Свердловска и объяснена А. П. Карпинским как результат гидротермального изменения гранитов. Ранее Г. Розе неправильно рассматривал березиты как самостоятельные изверженные породы.

Сущностью процесса березитизации является разложение полевых шпатов, новообразование за счет их серицита и кварца с одновременной пиритизацией породы. Следовательно, березиты представляют собой кварц-серицитовые породы, образовавшиеся в результате гидротермально-метасоматического изменения гранитов. Отличительная особенность березитов — присутствие довольно крупных кристаллов серицита, которые могут быть отнесены к мусковиту. Кроме Березовского месторождения эти породы встречаются и на других золоторудных и редкометальных месторождениях.

Окварцевание — широко развитый гидротермальный процесс, которому подвергаются осадочные и изверженные породы. Различные сланцы и мелкозернистые песчаники переходят при этом в роговики, известняки — в кремнистые известняки. Особенно важное значение имеет окварцевание кислых и средних изверженных пород (порфиров), переходящих в так называемые вторичные кварциты.

Вторичные кварциты Н. И. Наковник относит (1954 г.) к гидротермально-метасоматическим образованиям. Минеральный состав их: кварц, серицит, пирит, гематит, рутил, алунит, каолинит, пирофиллит, андалузит, диаспор, корунд, топаз и др. Особенно широко развиты вторичные кварциты в Восточном Казахстане, где они связаны с кислыми породами.

Вторичные кварциты имеют крупное промышленное значение как месторождения медных и медно-молибденовых руд, а также глиноземистого, огнеупорного сырья. В последние годы с вторичными кварцитами установлена также связь месторождений золота и полиметаллов.

Хлоритизация редко проявляется самостоятельно и большей частью тесно связана с серицитизацией, турмалинизацией, окремнением и пропилитизацией. Хлоритизация главным образом проявляется на медноколчеданных, полиметаллических золоторудных и других гидротермальных средне- и низкотемпературных месторождениях. Минеральный состав хлоритизированных пород: хлорит, кварц, серицит, иногда биотит, амфиболы, турмалин, гранат, карбонаты.

Лиственнитизация — процесс гидротермального изменения ультраосновных и основных пород, происходящий за счет растворов, содержащих значительное количество углекислоты. В результате этого процесса образуется лиственнит — зернистая порода серовато-зеленого цвета, состоящая из карбоната (преимущественно магнезиально-железистого), кварца, фуксита (хромовой слюды) и хлорита. Иногда присутствует вкрапленность пирита. Лиственниты могут образоваться за счет змеевиков, габбро и порфириров. Эти породы широко развиты, например, на Березовском и Пышминско-Ключевском месторождениях Урала.

Формации глубинных и приповерхностных месторождений

Среди гидротермальных среднетемпературных месторождений могут быть выделены глубинные и приповерхностные. Выделяют несколько формаций глубинных месторождений.

Формация касситерит-сульфидная (Sn, Pb, Zn) — Хапчерангинское и Ингодинское месторождения (Забайкалье). Сульфидные руды состоят преимущественно из пирита, пирротина, арсенопирита, касситерита, в небольшом количестве содержится станнин. По минеральному составу руд эти месторождения иногда относят к высокотемпературным. Промышленное значение имеют сульфидно-касситеритовые месторождения Северо-Востока СССР (Якутская АССР) — Эге-Хайское, Депутатское, Джагынское и др.

Формация порфировых медных и молибденовых руд: Коунрад (Казахстан), Алмалык (УзбССР), Каджаран, Агарак, Дастакерт (АрмССР), Юта-Коппер, Клаймакс (США) и др. (Газизова, 1957; Мовсесян, Исаенко, 1975). Руды представляют собой редкую рассеянную вкрапленность сульфидов (халькопирит, блеклая руда, молибденит и др.) в измененных порфирах и порфиритах (вторичных кварцитах). Объектом промышленного использования в медных месторождениях этого типа чаще всего служат халькозиновые руды зоны цементации (Газизова, 1957; Мовсесян, Исаенко, 1975).

Формация колчеданных руд: месторождения Дегтярское (рис. 63), Кировоградское и др. на Среднем Урале. Руды состоят главным образом из пирита (до 80%); прочие сульфиды представлены халькопиритом, пирротинном (редко), сфалеритом, блеклой рудой, галенитом, арсенопиритом (редко), борнитом и др. Из окислов иногда присутствуют магнетит и гематит. Главные

нерудные минералы — кварц, кальцит, серицит, хлорит, барит. Основные промышленные компоненты руд: Cu, Zn, S и др.

Формация полиметаллическая (Pb, Zn); месторождения Садонское, алтайские, нерченские (рис. 64). Вещественный состав руд: сфалерит, галенит, блеклая руда, пирит, арсенопирит, пирротин, буланжерит, джемсонит и др.

Формация золото-кварцевая — месторождения Урала (рис. 65), Казахстана, Материнская жила (Калифорния), Бендиго (Австралия). Кварцевые жилы содержат сульфиды (пирит, халькопирит, блеклая руда, галенит, айкинит) и золото.

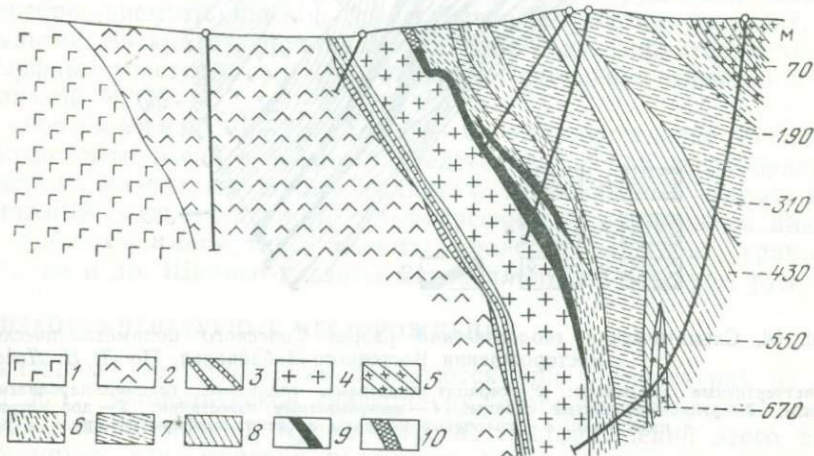


Рис. 63. Схематический геологический разрез Дегтярского колчеданного месторождения. По М. И. Меркулову и С. Н. Иванову.

1 — габбро и диориты; 2 — порфириты; 3 — сланцы с прослоями известняков; 4 — кварцевые альбитофиры; 5 — хлоритизированные альбитофиры; 6 — серицитовые сланцы; 7 — хлорит-серицитовые сланцы; 8 — хлоритовые сланцы; 9 — медистый и серный колчедан; 10 — железная шляпа и колчедан «сыпучка»

Среднетемпературные гидротермальные месторождения неметаллических полезных ископаемых многочисленны. Среди них можно отметить ряд важных промышленных объектов: месторождения хризотил-асбеста (Баженовское и Джетыгаринское) на Урале, Ильчирское и Молодежное в Восточной Сибири, месторождения Канады и Южной Африки; месторождения амфибол-асбеста Сысертское на Урале, месторождения ЮАР; месторождения талька и талькового камня Шабровское и Миасское на Урале, Онотское в Восточном Саяне; магнетитовые месторождения Саткинское на Урале и Савинское в Восточном Саяне; месторождения плавикового шпата Абагайтуйское и др. в Забайкалье, Аурахматское в Казахстане, Такобское в ТаджССР.

Для месторождений приповерхностных отметим следующие формации.

Формация Cu (колчеданные руды) — месторождения Кавказа и Закавказья — Аллаверды, Шамлуг и др., залегающие среди

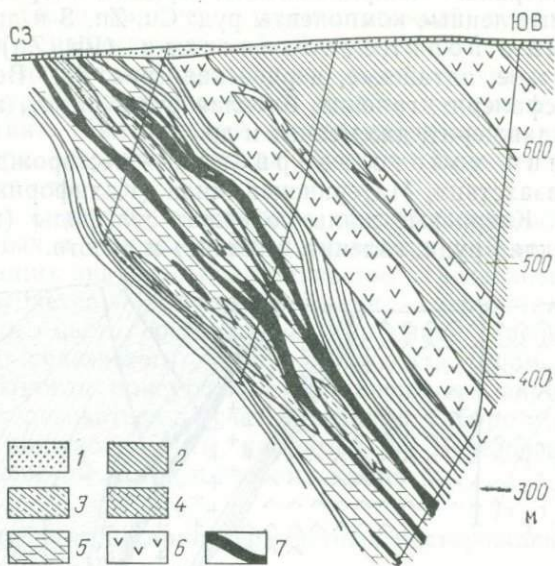


Рис. 64. Схематический геологический разрез Спасского полиметаллического месторождения Восточного Забайкалья. По Л. Н. Ленок.

1 — четвертичные отложения; 2 — серицит-хлоритовые, глинистые, глинисто-карбонатные сланцы; 3 — углисто-глинистые сланцы; 4 — пестроцветные известняки; 5 — доломитовые известняки; 6 — кварцевые порфиры и сиенит-порфиры; 7 — рудные тела



Рис. 65. Дайка гранит-порфиров в плане с пересекающими ее лестничными жилами. Березовское золоторудное месторождение. По Н. И. и М. Б. Бородаевским.

1 — зеленокаменные породы; 2 — дайка гранит-порфиров; 3 — лестничные жилы в дайке; 4 — красные жилы, залегающие в зеленокаменных породах

молодых (юрских) вулканогенных пород. Руды состоят из пирита, халькопирита, сфалерита, блеклых руд и борнита. Из нерудных минералов в большом количестве встречается гипс. Для этих месторождений очень характерны колломорфные текстуры руд. Из уральских колчеданных месторождений к этому типу близки Блявинское месторождение Оренбургской области, а из зарубежных — Церро-де-Паско в Перу.

Ф о р м а ц и я Co—Ni—Ag — месторождение Кобальт в Канаде, представленное карбонатными жилами в древних вулканогенных породах и конгломератах. Минеральный состав руд очень сложен: серебро, висмут, никелин, брейтгауптит, шмальтин, аргентит, кобальтин, дискразит, прустит, пираргирит и др. Характерны колломорфные текстуры руд. Подобное месторождение известно в Тувинской АССР.

Ф о р м а ц и я Co—Ni—Ag—Bi—U — месторождение Большого Медвежьего озера в Канаде. Представляет собой веерообразную систему кварцевых жил в гранитах. Минеральный состав жил сложный: магнетит, пирит, сульфоарсениды и антимониды никеля и кобальта, висмутин, галенит, сфалерит, аргентит, урановая смолка и др. Широко развиты метаколлоидные текстуры руд.

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Указанные месторождения образуются при температурах от 200 до 50°C. Экономическое значение их, особенно для золота и серебра, очень велико. Кроме того, из месторождений этого типа поступает вся мировая продукция ртути, сурьмы, исландского шпата, алунита и барита.

Геология, морфология и вещественный состав руд

Низкотемпературные месторождения располагаются обычно очень далеко от магматических очагов и поэтому вмещающими породами для них являются осадочные или вулканогенные и изредка интрузивные. Связь с магматическими очагами для этих месторождений устанавливается с трудом и очень редко.

Рудные тела образуют в основном жилы, причем характерны камерные жилы (с раздувами). Когда месторождение формируется метасоматическим путем, возникают пласто- и линзообразные залежи. Размеры месторождений чаще средние и крупные, иногда мелкие.

Вещественный состав руд определяют низкотемпературные минералы: киноварь, антимонит, реальгар, аурипигмент, золото и серебро в самородном виде, теллуриды и селениды золота и серебра, самородная медь, халькопирит, тетраэдрит, халькозин, энаргит, галенит, сфалерит, аргентит, сложные сульфоантимониты и сульфоарсениды серебра (пираргирит, прустит, стефанит), марказит, кальцит, халцедон, флюорит, барит, алунит. Главные жильные минералы: кварц, халцедон, опал, карбонаты (кальцит, родохрозит), барит, алунит, каолинит, цеолиты и адуляр.

Наиболее типичны для описываемых месторождений текстуры, образующиеся в открытых трещинах и полостях: друзовая, кокардовая, крустификационная, гребенчатая. Широко развиты коллоидные (натечная и почковидная), тонкополосчатые метаколлоидные, а также брекчиевые текстуры.

Изменение рудовмещающих пород

Изменения рудовмещающих пород представлены следующими процессами.

Пропилитизация — гидротермальное изменение средних и основных эффузивных пород (андезитов, дацитов, базальтов) и реже кислых (риолитов и др.), при котором темноцветные компоненты породы разлагаются и за их счет образуются хлорит и эпидот. Происходит также альбитизация полевых шпатов, кроме того, возникают карбонаты, алуни́т, серицит, цеолиты, пирит.

Химизм процесса пропилитизации заключается в выщелачивании натрия и частично калия и потере некоторого количества кальция и магния. В результате этого процесса образуются измененные породы зеленого или светло-зеленого цвета, весьма характерные для золото-серебряных месторождений, приуроченных к третичным эффузивам (Трансильвания, Комсток в США, Пахука в Мексике).

Д. С. Коржинский (1955 г.) допускает развитие пропилитизации и в связи с постмагматической деятельностью, связанной с гипабиссальными интрузиями гранитов, и наблюдающийся после становления вмещающего эффузивного комплекса.

Аргиллизация — низкотемпературный метасоматический процесс, обусловленный проявлением поствулканической деятельности, приводящей к замещению исходных минералов вулканической породы глинистым веществом.

Алуни́тизация (или **оквасцевание**) — сравнительно низкотемпературный процесс, происходящий вблизи поверхности земли и захватывающий иногда большие площади. В результате этого процесса в районе вулканической деятельности кислые и средние полевошпатовые породы изменяются под воздействием сольфатар. Минеральный состав алунитовых пород: алуни́т, кварц, пирит, серицит, пирофиллит, каолинит, цуниит и др. Скопления алуни́та $(K, Na)_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 4SO_3 \cdot 6H_2O$ представляют собой не только рудоносную породу, но и самостоятельные месторождения квасцового камня, как, например, Загликское месторождение в Закавказье.

Каолинизация — изменение полевошпатовых пород под воздействием кислых вод, содержащих углекислоту, а также гуминовую или серную кислоту и фтористый водород. В результате этого процесса накапливается каолинит $Al_2(OH)_4Si_2O_5$ или диккит; кроме того, в измененной породе присутствуют кварц, рутил, пирит, гематит и как примеси диаспор, алуни́т, серицит.

Окремнение — процесс образования вторичного кварца и халцедона вблизи рудных залежей; иногда содержание кремне-

зема во вмещающих породах достигает 90% (месторождение Потози в Боливии). Вторичные кварциты в ряде областей и стран, по мнению Н. И. Наковника (1954 г.), приурочены к близповерхностным внедрениям магмы и представляют собой гидротермальные образования, связанные с вулканической деятельностью. Он рассматривает термин «вторичные кварциты» широко, алунитизацию и каолинизацию относит к отдельным фациям вторичных кварцитов.

Формации глубинных и приповерхностных месторождений

Низкотемпературные гидротермальные месторождения могут быть подразделены на глубинные и приповерхностные, причем последние преобладают. Выделяют две главные формации глубинных месторождений.

Формация сурьмяная — месторождения Кадамжай (Средняя Азия), Тургайское (Казахстан), Си-Гауань-Хань (Китай). Главный рудный минерал — сурьмяный блеск, встречающийся в кварцевой или кремнисто-карбонатной жильной массе.

Формация ртутная и ртутно-сурьмяная — месторождения Никитовское (Донбасс), Хайдаркан (Средняя Азия), Альмаден (Испания). Руды представлены киноварью, которая иногда ассоциирует с сурьмяным блеском и пиритом. Жильными минералами обычно являются кварц, кальцит и флюорит.

Некоторые авторы причисляют сюда месторождения медистых песчаников (типа Джекзакана) и пластовые свинцово-цинковые (типа хр. Каратау). Эти месторождения, называемые телетермальными, рассматриваются в главе 16.

Среди приповерхностных низкотемпературных месторождений выделяются следующие формации.

Формация Au—Ag—Te — месторождения Крипл-Крик в Колорадо, Комсток в Неваде, Нагаг в Венгрии, месторождения Сибири (рис. 66). Характерна связь месторождений с молодыми вулканогенными породами, подвергшимися пропилитизации.

Рудные минералы — золото, серебро, калаверит, креннерит, гессит, силванит, нагагит, пираргирит, полибазит; иногда встречаются пирит, марказит, аргентит, стибнит и др. Жильные минералы — кварц, халцедон, адуляр, флюорит, карбонаты.

Текстуры руд: друзовая, кокардовая, брекчиевидная.

Формация Ag — месторождение Пахука в Мексике, представляющее собой крупную жилу в андезитах и дацитах. Рудные минералы — пирит, галенит, аргентит, стефанит, полибазит; нерудные — кварц, халцедон, опал, сидерит, адуляр. Текстуры руд — брекчиевидная, полосчатая, жеодовая, крустификационная. Вмещающие породы подвергались пропилитизации, окремнению и каолинизации.

Формация Hg — месторождение Монте-Амиата в Италии. Ртутное оруденение в виде киновари связано с молодыми трахитами. Аналогично ему Чемпуринское месторождение ртути на

Камчатке, залегающее среди третичных андезитов и их туфов. Оруденение представлено киноварью, реальгаром и метациннабаритом. Вмещающие породы подвергались окремнению, каолинизации и пропилитизации.

Формация барита — месторождения в Закавказье и ТуркмССР.

Формация исландского шпата — месторождение Нижнетунгусское в Восточной Сибири.

Формация алунита — месторождение Загликское в Закавказье.

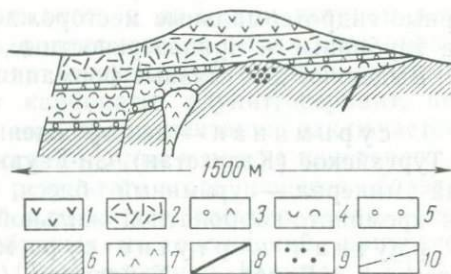


Рис. 66. Схема геологического строения сопки Рудной. По А. А. Сидорову.

1 — липаритовый покров; 2 — туфолипаритовая толща; 3 — конгломераты с рыхлым цементом; 4 — липарито-туфогенная толща; 5 — базальные конгломераты (верхний мел); 6 — песчано-сланцевая толща (верхний триас); 7 — субвулканические породы; 8 — антимонитовые жилы; 9 — прожилки и вкрапленность оруденения; 10 — разрывные нарушения

ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Гидротермальные месторождения значительных глубин могут залегать в самых разнообразных горных породах (интрузивных, эффузивных, осадочных и метаморфических), поэтому литологические поисковые признаки большого значения для них не имеют. Однако в отдельных рудоносных районах установлена связь их с определенным комплексом горных пород.

Очень важную роль для поисков гидротермальных месторождений значительных глубин играют геолого-структурные признаки, поэтому необходимо изучение трещинной тектоники, складчатости, экранирующих пород, благоприятных для замещения пород и т. д. Ценным поисковым признаком является гидротермальное изменение рудовмещающих пород. Нередко процессы грейзенизации, серицитизации, березитизации, лиственитизации и др. захватывают значительные участки, в несколько раз превосходящие по мощности включенные в них рудные жилы.

При поисках гидротермальных месторождений необходимо учитывать, что сульфиды — наиболее распространенные рудные минералы — неустойчивы в поверхностных условиях и переходят в зоне окисления во вторичные минералы. Поэтому изучение минералогии зоны окисления гидротермальных месторождений совершенно необходимо для поисковика (см. главу 19).

При поисках гидротермальных месторождений малых глубин необходимо обращать внимание на области развития вулканогенных пород (андезиты, дациты, риолиты, базальты), залегающих в виде покровов и лав, а также на жерла бывших вулканов.

Явным признаком оруденения является изменение рудовмещающих пород, выражающееся в пропилитизации, окремнении, каолинизации, а иногда в карбонатизации и слабой серицитизации. Некоторое значение имеет и структурный контроль оруденения, например экранирующее влияние пород, трещинная тектоника, радиальное расположение жил и даек в жерлах вулканов.

Необходимо учитывать при поисках и морфологические особенности месторождений — возможность нахождения системы рудных тел и сложных жил, разветвление жил по направлению к поверхности, сложное выклинивание рудных тел как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскости.

НЕОВУЛКАНИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ¹

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Вулканическая деятельность всегда сопровождается выделением газов, паров и горячих водных растворов. Выделения действующих вулканов называются фумаролами, а потухших — сольфатарами. Газо- и парообразные выделения, находящиеся в генетической связи с вулканами, называются эксгаляциями. В виде паров и газов выделяются H_2O , HCl , HF , H_2S , CO_2 , CO , NH_4 и др., а также соединения B , As , Sb , Al , Fe . Термы (растворы) разделяют по составу на сернокисло-щелочные, натрово-хлоридные, углекисло-магнезиально-натровые, алюминиево-железисто-сернокислые. Из фумарол осаждаются в твердом состоянии: сера, графит, галит, сильвин, нашатырь, борная кислота, хлористые соли Fe , Cu , Pb , сульфиды Zn , Cu , Fe , Pb , Sb и ряд других веществ.

Постмагматические месторождения, представленные отложениями термальных источников и газовыми возгонами, образуются в областях современной или недавней вулканической деятельности (Набоко, 1974). Этим они существенно отличаются от ранее рассмотренных постмагматических месторождений минувших геологических эпох.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ТЕРМАЛЬНЫМИ ИСТОЧНИКАМИ

Термальные источники известны во многих странах мира и в СССР (Набоко, 1974; Уайт, 1958). Источники СССР, находящиеся на Кавказе, Камчатке, в Забайкалье и др., используются в основном для лечебных целей.

С термальными источниками часто бывают связаны гидротермальные месторождения, которые подразделяются на ртутно-сурьмяные, марганцево-вольфрамовые, золото-серебряные, флюоритовые и неметаллических ископаемых.

Типичным примером ртутно-сурьмяных месторождений может служить Сульфур-Бенк в Калифорнии, сложенное (снизу вверх): 1) юрскими песчаниками и сланцами; 2) молодыми прибрежными брекчиями, переслаивающимися с озерными отложениями; 3) молодым покровом авгитового андезита. Породы пересечены двумя параллельными разломами, которые, в свою очередь, пересекаются серией сбросов. Вдоль сбросов под действием фумарол и горячих вод породы сильно изменены — карбонатизиро-

¹ Автор предлагает термином «неовулканические» обозначать образования современной или недавней вулканической деятельности.

ваны и каолинитизированы. Лавовые потоки пироксеновых андезитов занимают здесь площадь 1,6 км², среди которой выделяется холм, заключающий месторождение серы и ртути. Температура воды источника 50—85°C. Воды по составу сернокислые и хлоридно-бикарбонатные. Преобладающие газы CO₂ и CH₄; второстепенные — H₂S, N₂, NH₃.

Рудные тела контролируются сбросами и их пересечением. Форма тел: прожилки, пласто- и трубообразные залежи. Слагающие рудные тела минералы — киноварь, пирит, каолинит и опал I — отлагались на глубине; опал II, антимонит, сульфаты и сера образовались вблизи поверхности. Вначале на месторождении разрабатывалась сера, которая концентрировалась вблизи поверхности. С 1873 г. началась разработка киновари, которая велась с глубины 1—2 м от поверхности до глубины 91 м. На месторождении наблюдается близповерхностное кислотное изменение андезитовых пород, которое выражается образованием опаловидного кремнезема. До 1944 г. (т. е. за 71 год) на месторождении добыто 4300 т ртути.

Примером марганцево-вольфрамовых месторождений может служить месторождение Унсия в Боливии. Горячие источники имеют здесь температуру выше 60°C и отлагают травертин. Воды натриевого хлоридного типа с небольшим количеством H₂S и CO₂. В травертине содержатся линзочки опала и большие линзы черной марганцевой руды, сложенной псиломеланом, с которым ассоциирует вольфрам. Марганца содержится 2—19%, окиси вольфрама 0,38—2,19%.

Кроме практического значения термальные источники представляют научный интерес, так как отложение минеральных веществ в них происходит и в настоящее время и доступно непосредственному наблюдению.

ЭКСКАЛЯЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Минеральные отложения вулканов иногда интересны с практической стороны, так как представляют собой небольшие месторождения полезных ископаемых. Условия для образования крупных месторождений в вулканических областях неблагоприятны. Это объясняется тем, что газы при вулканических извержениях вырываются с большой силой и выносятся в атмосферу. Кроме того, большое количество минеральных веществ отлагается в пористых вулканогенных породах и поэтому рассеивается; многие отложенные минеральные вещества (NaCl, KCl, NH₄Cl и др.) легко растворяются, выщелачиваются и выносятся поверхностными водами.

Экскаляционные месторождения известны во многих вулканических областях Кавказа, Камчатки, Италии, Калифорнии, Японии, Чили и др. Они служат источником серы, поваренной соли, борной кислоты, нашатыря; в экскаляционных месторождениях встречаются также реальгар, аурипигмент, киноварь, галенит, сфалерит,

магнетит, гематит, но последние представляют собой обычно лишь минералогический интерес.

Эксгалационные месторождения образуются на поверхности земли или вблизи нее при низком давлении и температуре от 600 до 100°C.

Парагидросольфатарные месторождения Италии. К западу от г. Неаполя расположены парагидросольфатарные месторождения на Флегрейских полях и о. Иския. Подобные месторождения находятся и в Тоскане.

Состав пара и горячей воды из струй Флегрейских полей близок к составу морской воды (Mg, Ca, SO₃, Cl), но содержит, кроме того, CO₂, H₂S, CH₄ и H₂. Дебит одной из скважин достигает 100 т воды и пара в час. Температура в скважинах значительно изменяется: от 32—100° на поверхности земли до 75—300°C на глубине.

Парагидросольфатарные месторождения Италии эксплуатируются для получения борной кислоты, аммиака и углекислого газа и служат источником энергии ряда электростанций общей мощностью сотни тысяч киловатт-часов.

Выделение горячего пара и гидросольфатерм на Флегрейских полях и о. Иския связано с вулканическим очагом. Образование пара и горячих вод обусловлено, возможно, близостью моря. Источником тепла для этих месторождений служит еще не остывшая магматическая интрузия или апофиза от нее, внедрившаяся, предположительно, до образования нижних отложений плиоцена.

Сольфатарные месторождения Чили, Японии и Курильских островов. Сера как продукт эксгалаций широко распространена в вулканических областях, где она встречается внутри кратеров или по склонам вулканов. В большинстве случаев эти скопления серы незначительны и имеют лишь минералогический интерес. Крупные промышленные залежи серы возникают вследствие сольфатарных процессов (Чили, Япония). Эти месторождения образуются в результате миграции серы из областей высоких температур в области низких температур. При этом происходит реакция между сернистым газом и водяным паром, сера перемещается в виде промежуточного соединения, которое затем распадается на серную кислоту, серу и воду.

В Чили залежи серы находятся в кратерах или по склонам вулканов Высоких Кордильер (Копиано, Такора, Чупикина и др.). Месторождения эти крупные — запасы серы эксплуатирующегося месторождения Копиано составляют 10 млн. т.

В Японии известны колоссальные залежи серы в Хоробцу на о. Хоккайдо и в Матцуо на северо-востоке о. Хонсю. Месторождение Хоробцу образовалось в результате отложения серы в горячем кратерном озере. Залежь располагается на авгитовых андезитах и андезитовых агломератах и перекрыта туфами и пемзой. Она состоит из переслаивающихся туфов и пепла с примесью серы и сульфидов железа. Некоторые слои очень богаты серой. Мощность двух главных залежей Хоробцу 25 м при поперечнике их

в несколько сот метров. Залежь серы в Матцуо имеет такую же мощность и 700 м в поперечнике. Руды разрабатываются при содержании серы свыше 35%.

На Курильских островах в 1936 г. месторождение серы образовалось за очень короткий период времени. Из кратера вулкана несколько месяцев подряд изливался лавовый поток расплавленной серы, сопровождавшийся горячими парами. В результате образовалась крупная залежь с содержанием серы свыше 99%.

ГЕОТЕРМАЛЬНЫЕ УСТАНОВКИ

Заканчивая главу о термальных источниках и эксгаляционных месторождениях, следует хотя бы очень кратко осветить тепло Земли, как новый, возобновляемый источник энергии. Мы уже отмечали геотермические электростанции Италии. В СССР подобная электростанция мощностью до 12000 кВт построена на Камчатке вблизи Паужетских горячих источников. В Паужетской долине пробурено 20 скважин глубиной от 220 до 480 м, температура на выходе из скважины 144—200°C, а давление на устье скважины 2—4 кгс/см². Из скважины поступает пароводяная смесь, пар отделяется от воды и затем направляется в турбину, которая соединена с электрогенератором. Стоимость энергии в 10—15 раз дешевле, чем в дизельных электростанциях Камчатки.

В г. Тбилиси завершена теплофикация нескольких кварталов за счет горячей подземной воды, обнаруженной бурением на глубине 2500 м. Запасы термальной воды громадны — они могут обеспечить весь город теплом и горячей водой и позволят развивать парниковое хозяйство.

Замена котельных установок геотермическими станциями позволит не только экономить минеральное топливо и электроэнергию, но и обеспечит чистоту воздуха.

ТЕЛЕТЕРМАЛЬНЫЕ (СТРАТИФОРМНЫЕ) МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Телетермальные месторождения¹ представляют собой обширный класс полезных ископаемых, имеющих весьма важное промышленное значение. В них сосредоточена как в СССР, так и в зарубежных странах значительная часть запасов меди, свинца, цинка и других металлов. Эти месторождения располагаются вдали от возможных магматических источников или даже не имеют с ними видимой связи. Вторая их особенность — стратифицированное расположение оруденения среди вмещающих осадочных или вулканогенно-осадочных толщ, поэтому месторождения данного класса называют еще стратиформными. К телетермальным относятся месторождения медистых песчаников и сланцев, свинцово-цинковые руды в карбонатных толщах и некоторые медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения (Федорчук, 1968). В. П. Федорчук (1968) к телетермальным относит следующие месторождения, соответствующие восьми группам рудных формаций: ртутно-сурьмяно-мышьяковые, свинцово-цинковые, медные, пиритовые, золото-серебряные, оловянно-вольфрамовые, флюорит-баритовые, оптического сырья.

В данной работе рассматриваются только классические представители телетермальных месторождений медистых песчаников в терригенных толщах и полиметаллов в карбонатных породах. Характерными примерами месторождений данного класса являются медистые песчаники и сланцы Джекказгана в Казахстане, Удокана в Восточной Сибири, медного пояса Замбии и Заира, полиметаллические свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах Каратау (Миргалимсай) в Казахстане, месторождения Миссисипи — Миссури в США.

Учитывая исключительную практическую значимость телетермальных (стратиформных) месторождений, а также сложность и дискуссионность вопроса их генезиса, в 1971 г. в г. Чите был проведен Всесоюзный семинар по этой важной проблеме, а в 1976 г. на XXV сессии Международного геологического конгресса в Австралии вопрос о стратиформных месторождениях обсуждался как важная проблема (Минеральные месторождения..., 1972, 1976).

¹ Вопрос генезиса телетермальных (стратиформных) месторождений дискуссионен, поэтому их целесообразно рассматривать не среди гидротермальных, как это принято, а после явно магматогенных месторождений.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ

Для рудных районов и полей, а иногда для отдельных месторождений характерно длительное развитие, часто охватывающее целые геологические периоды и даже несколько периодов. Одним из важнейших региональных факторов контроля оруденения, по Ю. В. Богданову (1970 г.), является геотектонический. Различают рудоносные площади, характерные для крупных геоструктурных единиц древних и молодых платформ, внешних поясов складчатых областей. К платформенным структурам типа краевых прогибов и авлакогенов преимущественно приурочены месторождения медистых сланцев (Мансфельд в ГДР) и полиметаллические (Три-Стейт в США). Во внешних поясах складчатых областей формируются месторождения медных и свинцово-цинковых руд (Джезказганское, Удоканское, Миргалимсай).

Телетермальные месторождения обычно залегают в осадочных породах согласно с их напластованием. Например, Джезказганское месторождение медных руд, расположенное в Центральном Казахстане, приурочено к песчано-сланцевой толще карбона мощностью около 900 м. Она складывается красными и серыми песчаниками и конгломератами. Наблюдается пологая складчатость. Крупная синклиналиная складка осложнена брахисинклиналями и разбита сбросами (рис. 67).

Удоканское месторождение медистых песчаников в Восточной Сибири приурочено к сакуканской свите нижнего протерозоя общей мощностью около 10 тыс. м, сложенной песчаниками (70—80%), грубообломочными породами (10—20%), алевролитами и аргиллитами (5—10%) и, наконец, карбонатными породами (2—5%). В структурном отношении месторождение представляет собой брахисинклиналь, разбитую серией разрывных нарушений, вдоль которых наблюдаются дайки основного и кислого состава. Севернее месторождения породы осадочной толщи прорваны гранитоидным интрузивом (рис. 68).

Миргалимсайское месторождение полиметаллов, расположенное в Южном Казахстане, приурочено к толще известняков и доломитов фаменского и турнейского ярусов карбона общей мощностью около 4000 м. Рудные тела, представленные согласными пластовыми залежами, приурочены к пласту доломитов мощностью 15—20 м. Осадочные породы собраны в складки, осложненные пострудной тектоникой, вызвавшей расчленение пластообразных рудных тел на отдельные блоки. Интрузивных пород в районе не установлено (рис. 69).

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Формы рудных тел в большинстве месторождений пластообразные, залегают они согласно с вмещающими осадочными породами. Иногда наблюдаются линзовидные залежи, расположенные согласно между собой и с напластованием осадочных толщ. Рудные

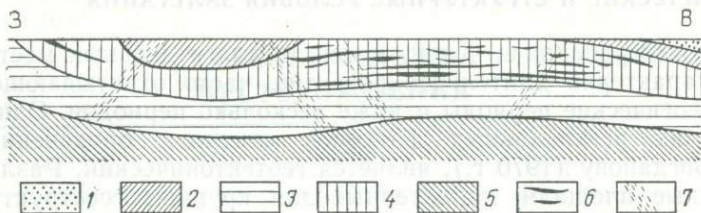


Рис. 67. Схематический геологический разрез района Дзержказганского месторождения медистых песчаников. По К. И. Сагпаеву.

1 — пестроцветная толща P_1 ; 2 — красочветная толща P_1 ; 3 — дзержказганская свита C_{2-3} ; 4 — визейские отложения C_1 ; 5 — турнейские отложения C_1 ; 6 — пластовые залежи руд; 7 — зоны тектонических нарушений

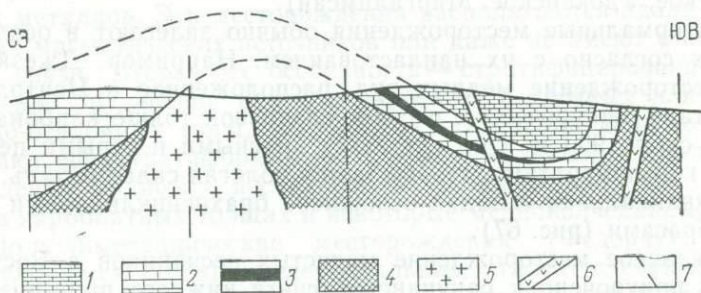


Рис. 68. Схематический геологический разрез Удоканского месторождения медистых песчаников.

1 — алевриты, аргиллиты, песчаники свиты Наминга; 2 — косослонистые песчаники верхней подсвиты сакуканской свиты; 3 — рудоносный горизонт; 4 — косослонистые песчаники нижней подсвиты сакуканской свиты; 5 — граниты и гранодиориты; 6 — дайки кварцевых порфиров и диабазов; 7 — тектонические нарушения

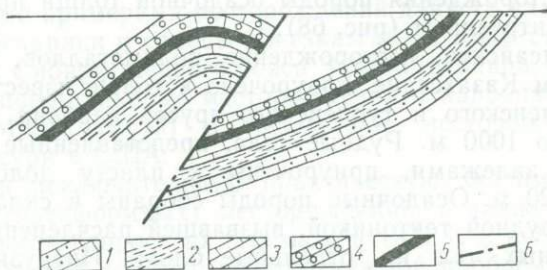


Рис. 69. Поперечный геологический разрез участка Миргалымсайского полиметаллического месторождения. По А. А. Амирасланову.

1—4 — известняки фаменского и турнейского ярусов нижнего карбона: 1 — нижнего комковатого горизонта, 2 — нижнего ленточного горизонта, 3 — ячеистого горизонта, 4 — среднего комковатого горизонта; 5 — рудоносный горизонт (пластообразные рудные залежи в ленточных известняках); 6 — разрывные послерудные нарушения

тела имеют крупные размеры, протяженность их по простиранию от сотен метров и до нескольких километров, а мощность от нескольких метров до 15—20 м. В некоторых месторождениях наблюдаются небольшие секущие рудные жилы, приуроченные к сбросовым трещинам. На Джезказганском месторождении песчано-сланцевой толще карбона подчинено семь горизонтов, включающих 16 рудных пластов.

На Удоканском месторождении меденосный горизонт образует незамкнутый эллипсоид протяженностью около 25 км (Наркелюн, Трубачев, 1975).

На Миргалимсае рудные тела пластовой формы приурочены к определенному стратиграфическому горизонту, в пределах которого промышленное оруденение концентрируется в крыльях антиклинальных и синклинальных складок.

Вещественный состав руд и зональность оруденения

Минеральный состав руд телетермальных месторождений относительно простой. Главные рудные минералы медистых песчаников халькопирит, борнит, халькозин; иногда встречаются сфалерит, галенит, пирит. В полиметаллических месторождениях главные минералы галенит и сфалерит; другие сульфиды имеют подчиненное значение. Для Джезказгана рудные минералы борнит, халькопирит, халькозин, реже пирит, блеклая руда, сфалерит, галенит. Нерудные минералы представлены кварцем, кальцитом, серицитом, баритом. Содержание меди в рудах кондиционное. На Джезказганском месторождении отчетливо проявлена зональность оруденения, здесь наблюдаются следующие типы руд (сверху вниз):

- 1) богатые медью руды, сложенные борнитом и халькопиритом;
- 2) медно-свинцовые руды, состоящие из борнита, халькозина, галенита, сфалерита;
- 3) вкрапленные бедные руды из халькопирита и пирита;
- 4) мельчайшая вкрапленность пирита.

На Удоканском месторождении преобладающими рудными минералами являются халькозин, борнит, халькопирит, пирит, ковеллин, малахит. Во всех разновидностях руд установлена примесь кластического магнетита, реже гематита. Содержание меди в рудах кондиционное. В пространственном размещении оруденения наблюдается зональность. Так, например, для северного крыла брахисинклинали последовательно сменяются (сверху вниз): халькозин, борнит, халькопирит, пирит.

Руды месторождения Миргалимсай сложены карбонатными породами, содержащими рудные и жильные минералы в виде вкрапленности и тонких прожилок. Гипогенные рудные минералы: галенит, сфалерит, пирит, марказит, блеклая руда, халькопирит, халькозин и др.; нерудные: кальцит, доломит, анкерит, барит, виттерит, кварц, целестин; гипергенные минералы: церуссит, англезит, смитсонит, каламин, халькозин, малахит. Содержание свинца в рудах промышленное.

ДИСКУССИЯ О ГЕНЕЗИСЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вопрос генезиса телетермальных (стратиформных) месторождений сложный и дискуссионный. В разное время различными исследователями были предложены три основных гипотезы: осадочная, гидротермальная и метаморфическая.

Осадочная гипотеза. Многие исследователи (В. С. Домарев, М. М. Константинов, Л. Ф. Наркелюн, В. М. Попов, Д. Г. Сапожников и др.), особенно в последние годы, рассматривают данные месторождения как первичноосадочные, седиментационные, сингенетичные с вмещающими породами. В последующем месторождения подверглись изменениям: диагенезу, эпигенезу и метаморфизму. Об осадочном генезисе месторождений свидетельствуют следующие доводы:

- 1) литолого-стратиграфический контроль оруденения;
- 2) гетерогенное ритмичное строение рудоносных толщ;
- 3) пластовые формы рудных тел и их согласное залегание с вмещающими породами;
- 4) переход пластовых рудных тел по простиранию в зоны рудных конкреций, типичных для осадочно-диагенетических образований;
- 5) отсутствие видимой связи оруденения с изверженными породами;
- 6) относительно простой вещественный состав руд;
- 7) разброс вариаций изотопов серы с широким захватом поля легкой серы, свидетельствующий об ее биогенно-осадочном характере.

Гидротермальная гипотеза. А. Г. Бетехтин, С. А. Вахромеев, Ф. И. Вольфсон, И. Г. Магакьян, К. И. Сатпаев, П. М. Татаринев и др. стоят на позиции гидротермально-метасоматического образования месторождений.

Эту гипотезу подтверждают следующие данные:

- 1) структурно-тектонический контроль оруденения — брахиантуклинальные и куполовидные структуры и дизъюнктивные дорудные нарушения, дорудные дайки;
- 2) наличие на некоторых месторождениях секущих рудных жил явно эпигенетического характера;
- 3) гидротермально-метасоматический характер изменения вмещающих пород — окварцевание, серицитизация, баритизация, флюоритизация;
- 4) вертикальная первичная зональность для платформенных месторождений и горизонтальная зональность для месторождений геосинклинальных областей;
- 5) текстуры и структуры руд, отчетливо указывающие на метасоматический характер руд и стадийность минералообразования;
- 6) относительно высокая температура образования, определенная по газово-жидким включениям в минералах (200—70°C).

Метаморфогенная гипотеза поддерживается А. И. Германовым (1959), Г. Дэвидсоном и др. Образование стратиформных место-

рождений происходит, по их мнению, под воздействием активных подземных вод глубокой циркуляции. Свинец и цинк заимствуются из древних отложений, а сера — из сульфатов подземных вод. Согласно этой гипотезе, месторождения эпигенетические.

Ряд ученых, особенно американских геологов, важную роль в формировании стратиформных месторождений отводят циркуляции вадозовых нисходящих вод. Эти воды, опускаясь на значительную глубину и, возможно, смешиваясь с ювенильными термами, являются активным источником рудообразования.

Геология и генезис телетермальных (стратиформных) месторождений свинца и цинка Миссисипи — Миссури в США обстоятельно описаны в сборнике «Рудные месторождения США» (Хейл, 1972).

Вопрос относительно геологии и генезиса стратиформных месторождений рассматривался на XXIV и XXV сессиях Международного геологического конгресса в 1972 и 1976 гг. В. И. Смирнов, выступавший с докладами о формировании стратиформных месторождений цветных металлов и о характере их границ, предложил достаточно приемлемую гипотезу о возникновении полихронных и полигенных месторождений, конвергентных по облику. Принятие такой гипотезы значительно сглаживает остроту дискуссии о генезисе указанных месторождений. В. И. Смирнов (1972, 1976) допускает длительный характер формирования стратиформных месторождений со сменой сингенетического режима накопления рудообразующих веществ на ранних стадиях этого процесса эпигенетическими условиями рудоотложения на поздних стадиях. Основное время возникновения стратиформных месторождений связано преимущественно с ранней стадией геосинклинальных циклов и с процессами активизации на платформах.

В качестве примера полигенных образований В. И. Смирнов и Г. Н. Щерба рассматривают стратиформные полиметаллические месторождения хр. Каратау в Казахстане (Главные типы..., 1976). Вначале они возникли в карбонатных толщах девона — карбона как сингенетические осадочные, а затем в каменноугольное время под воздействием горячих минерализованных вод образовались эпигенетические залежи. При этом могло происходить частичное преобразование первичных осадочных руд и образование новых рудных концентраций, обладающих всеми признаками гидротермального происхождения.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Вулканогенно-осадочные месторождения рассматриваются нами как переходные между эндогенными и экзогенными образованиями. Действительно, вещество, из которого образуются эти месторождения, имеет магматогенное (вулканическое) происхождение, а накапливается вещество седиментационным путем на дне водного бассейна.

Гипотеза о вулканогенно-осадочном образовании руд возникла давно, но возрождена она была в 1958 г. Х. Офтедалем, а в СССР — Н. М. Страховым (1962 г.). В настоящее время эта гипотеза разделяется многими учеными как в СССР (Г. С. Дзоценидзе, К. К. Зеленов, С. Н. Иванов, В. Н. Котляр, Н. С. Скрипченко, В. И. Смирнов, Л. Н. Формозова, Г. Н. Щерба и др.), так и в зарубежных странах (В. Давид, Л. Р. Кинкел, Х. Офтедаль, Г. Шнейдерхен).

ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

К числу вулканогенно-осадочных месторождений исследователи относят многие месторождения черных и цветных металлов: железорудные — Лан-Диль и Зауэрленд в ФРГ, Клинтон в США, Ньюфаундленд в Канаде, некоторые месторождения Швейцарии и Югославии; марганцеворудные, нередко железосодержащие — Караджал в Казахстане, Южно-Гербикианское Хабаровского края, некоторые месторождения Южного Урала и Закавказья. К вулканогенно-осадочным сульфидным рудам относятся: некоторые колчеданные месторождения Северного Кавказа, Урала, Алтая, Японии, США, Канады; свинцово-цинковые месторождения — Атаусуйское (Центральный Казахстан), Озерное (Бурятская АССР), Брокен-Хилл (Австралия), Раммельсберг (ФРГ). В. Н. Котляр (1976) причисляет к вулканогенно-осадочным месторождениям мышьяково-настурановые и фосфорно-редкометалльные руды, а К. К. Зеленов считает вероятным такой генезис для ряда месторождений бокситов Ямайки и Гаити, Центральной и Западной Европы, Урала и Салаира. Кроме рудных месторождений процессы вулканизма, по данным Г. С. Дзоценидзе (1969), играют важную роль в образовании осадочных нерудных ископаемых: яшм, опок, диатомитов и фосфоритов.

Проблема вулканогенно-осадочных месторождений вызвала большой интерес геологической общественности Советского Союза, обсуждению ее было посвящено специальное Всесоюзное совеща-

ние 1973 г. в Москве, материалы которого опубликованы в сборнике «Эволюция вулканизма в истории Земли».

Принимая за основу классификацию Г. С. Дзюценидзе, можно выделить три типа вулканогено-осадочных месторождений.

1. Месторождения, образованные в водоемах за счет сноса и отложения вулканических продуктов наземных вулканов. Исследованиями К. К. Зеленова доказан снос в море железа и алюминия в реках Курильских островов. При образовании этих месторождений ведущую роль играют кислотное разложение пород, а также факторы осадочного рудообразования — климат, рельеф, пути переноса.

2. Месторождения, образованные в водоемах за счет продуктов извержения подводных вулканов как на путях проникновения рудоносных растворов, так и в результате отложения веществ на морском дне в ареале подводных извержений.

3. Месторождения, образованные на различной глубине морских бассейнов вдали от центров извержений, вне непосредственной связи с ними. Характеризуются слабым развитием кислотного разложения при ограниченном участии газовой фазы. В разnose осадков имеют значение рельеф морского дна, направление течений и неравномерность поступления вулканических продуктов.

Вулканогенно-осадочные месторождения формировались на дне геосинклинальных и платформенных морей. В раннюю стадию на дне эвгеосинклиналей за счет продуктов базальтоидного магматизма возникали месторождения железа, марганца и колчеданов. В платформенных и переходных условиях образовывались месторождения железа, марганца и свинцово-цинковых руд.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ И МАРГАНЦЕВЫХ РУД

Железорудные месторождения докембрия и нижнего палеозоя, описанные Л. Н. Формозовой, приурочены к центральным частям геосинклинальных прогибов и тесно связаны с областями подводных излияний основных магм. С последними переслаиваются осадочные рудовмещающие породы, иногда отмечается ритмичное переслаивание сланцев, рудных прослоев, песчаников и вулканогенных пород. Рудоносность и масштаб месторождений зависят от интенсивности проявления вулканизма. Мощность рудоносных осадочно-вулканогенных формаций обычно выражается километрами. Число рудных пластов всегда большое, выражающееся десятками. Мощность пластов — несколько метров. Рудоотложение часто происходит в относительно глубоководных условиях вдали от берега, чем вулканогенно-осадочные месторождения отличаются от типично морских осадочных. Состав руд — маловодные или безводные окислы железа: гидрогематит, гематит, магнетит. Присутствует лептохлорит, наблюдаются пиритные и пиритно-фосфатные оолиты,

конкреции кремней и фосфатов. Качество руд обычно высокое. Для примера кратко охарактеризуем одно месторождение.

Южно-Герби́канское месторождение Хабаровского края расположено в осадочных и вулканогенных породах нижнего кембрия. Они разделяются на два горизонта: терригенный (нижний) и рудный (верхний). Рудный горизонт мощностью 600 м состоит из переслаивания яшм, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, диабазов и их туфов и залежей железных руд. На месторождении установлено около 30 залежей, мощность которых 7—13 м, а протяженность 200—1600 м. Размещаются рудные залежи в яшмах, эффузивах и вблизи них.

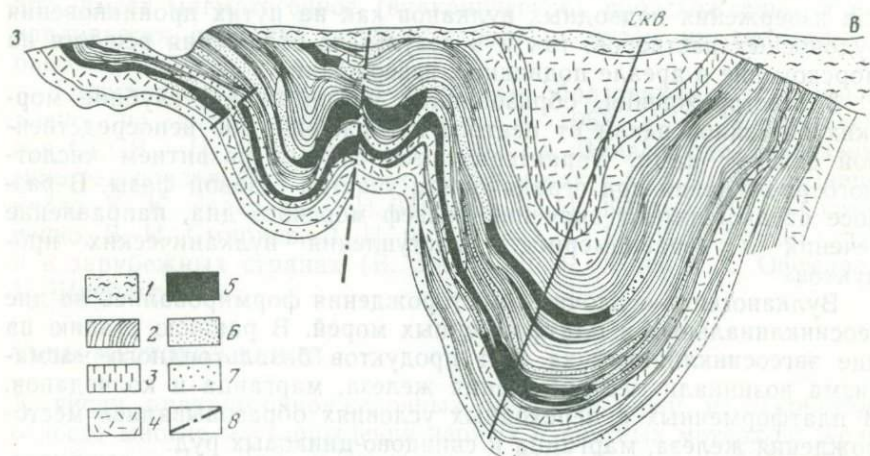


Рис. 70. Геологический разрез Кусимовского месторождения марганца. По А. Г. Бетехтину (1946).

1 — наносы; 2 — яшмы и кремнистые породы; 3 — туффиты; 4 — туфы; 5 — высокосортовые руды; 6 — низкосортовые руды; 7 — туфы оруденелые; 8 — сбросы

Руды в основном магнетитовые и гематитовые. Текстура руды полосчатая до микрополосчатой. Вещественный состав руд: магнетит, гематит, гётит, гидрогётит, пирит, халькопирит, псиломелан-пирролюзит; нерудные — кварц, хлорит, слюды, карбонат, апатит. В рудах содержатся (в %): Fe 41; Mn 1,6; P 0,7; S 0,01—0,17.

Генезис (теснейшая ассоциация железных и марганцевых руд с кремнисто-вулканогенными отложениями), повышенная их фосфористость, пластообразные и линзовидные формы тел, тонкослоистые текстуры руд — все это указывает на связь оруденения с подводным и наземным вулканизмом и на осадочное отложение руд.

Марганцевые вулканогенно-осадочные месторождения известны на Урале, в Казахстане, Салаире и в других районах.

Месторождения Примагнитогорской группы (Кусимовское, Мамилинское и др.) приурочены к спилито-кератофиро-кремнистой формации нижнего и среднего девона, слагающей западный борт

Магнитогорского синклинория и прослеживающейся почти на 300 км. Все осадочно-вулканогенные толщи формации сильно дислоцированы, собраны в складки и разбиты сбросами. Марганцевые тела всех рудоносных горизонтов связаны с кремнистыми породами, серыми и красными яшмами, кварцитами, кремнистыми сланцами, залегающими среди основных и средних эффузивов и их туфов (рис. 70). Мощность рудоносных горизонтов от нескольких до 80—130 м. Форма рудных тел пласто- и линзообразная, залегают они согласно с вмещающими породами. Протяженность рудных тел 300—500 м при мощности от нескольких сантиметров до 4—5 м. Силикатные руды состоят главным образом из родонита и бустамита, а окисные руды — из браунита и гаусманита. Содержание марганца в силикатных рудах 15—25% и менее.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ РУД И ИХ ГЕНЕЗИС

В СССР к вулканогенно-осадочным месторождениям сульфидных руд относятся некоторые месторождения колчеданных руд Урала, Северного Кавказа, Грузии, отдельные колчеданно-полиметаллические месторождения Алтая и др. По мнению Г. С. Дзюценидзе (1969), к этому классу относятся не все месторождения сульфидных руд, залегающие в вулканогенно-осадочных формациях. Он разделяет мнение В. И. Смирнова о конвергентности ряда месторождений, т. е. о принадлежности внешне сходных месторождений к двум или трем генетическим типам (осадочный, вулканогенно-осадочный, гидротермальный).

Урупское колчеданное месторождение, расположенное на Северном Кавказе, сложено разновозрастными породами трех структурных ярусов: среднепалеозойского, пермского и юрского. Среднепалеозойский ярус, относящийся к нижнему и среднему девону, разделяется на две толщи: нижнюю — осадочную и верхнюю — вулканогенную (рудовмещающую).

Главная залежь Урупского месторождения находится в основании туфов среднего состава, перекрывающих кварцевые альбитофиры. В кровле залежи, в ее центральной части, залегают сургучно-красные и зеленые яшмовидные кремнистые сланцы, представляющие маркирующий горизонт. Форма залежи пластовая, контакт ее с вмещающими породами четкий.

Руды сплошные и прожилково-вкрапленные. Характерны полосчатая и линзовидно-полосчатая текстуры. Вмещающие породы лежащего бока подверглись интенсивной гидротермальной переработке — серицитизации и пиритизации.

По представлениям В. И. Смирнова и Т. Я. Гончаровой (1960 г.), Урупское месторождение относится к эксгаляционно-осадочным, о чем свидетельствуют следующие признаки:

- 1) правильная пластовая форма рудных тел;
- 2) строгое стратиграфическое положение рудного пласта, согласное с вмещающими его вулканогенными породами;

3) размещение рудной залежи в подводных морских вулкано-генных осадках — тонкообломочных туфах (D_2);

4) тесная ассоциация залежи с горизонтом осадочных сургучно-красных кремнистых сланцев;

5) приуроченность рудной залежи к мульдообразной впадине, в пределах которой могло находиться жерло вулкана;

6) относительно простой состав тонкозернистых руд;

7) асимметричное развитие околорудных изменений только со стороны лежащего бока.

Однако не все исследователи разделяют гипотезу об экзгаляционно-осадочном образовании Урупского месторождения. Ф. И. Вольфсон (1962) считает более обоснованным гидротермально-метасоматическое образование месторождения, исходя из следующих данных: 1) месторождение не всегда является согласным пластовым и не занимает строго стратиграфического положения; 2) на месторождении отчетливо проявляются дизъюнктивные нарушения, возникшие до рудообразования; 3) наблюдаются признаки метасоматического замещения рудой брекчированных пород, а также наличие в рудах реликтов минералов вмещающих пород; 4) дайки подвергаются метасоматическому замещению и, следовательно, они являются дорудными, а не послерудными, секущими колчеданные залежи.

Следовательно, до сих пор генезис колчеданных месторождений — вопрос сложный и дискуссионный. В последнее время получила признание гипотеза об их полигенном происхождении (В. И. Смирнов и др.), согласно которой выделяются два главных этапа рудообразования: начальный — осадочный и последующий — гидротермально-метасоматический.

Озерное колчеданно-полиметаллическое месторождение Бурятской АССР находится в районе развития осадочных и вулкано-генных пород олдындинской свиты нижнего кембрия. Свита разделяется на две подсвиты — верхнюю и нижнюю. Рудовмещающая толща залегает в верхней подсвите, состоящей из известняков, фельзит-порфириров, средних эффузивов, туфов кислого состава, вулканических брекчий и др.

Озерное месторождение приурочено к синклинальной складке северо-восточного простирания, имеющей асимметричное строение (рис. 71). В пределах рудного поля выявлено четыре тела колчеданно-полиметаллических руд, залегающих согласно с вмещающими вулкано-генно-осадочными породами. Кроме того, на месторождении установлены также сидеритовые рудные тела и зоны мощностью 40—50 м и протяженностью до 2000 м.

Текстуры руд тонкополосчатые, брекчиевидные, прожилковые. Главные рудные минералы: пирит, сфалерит, галенит, сидерит, реже магнетит, гематит, халькопирит, барит и др.

На месторождении выявлены пострудные дайки сиенит-порфириров. Дайки же основного состава являются пострудными по отношению пиритового оруденения, но дорудными для полиметаллического оруденения.

В. В. Демидов (1968) выделяет два основных этапа оруденения:

1) вулканогенно-осадочный, являющийся производным эксгальационной деятельности нижнекембрийского подводного вулканизма; главный минерал этого процесса пирит;

2) гидротермальный, связанный с нижнекембрийским вулканизмом и характеризующийся стадийностью гидротермально-мета-

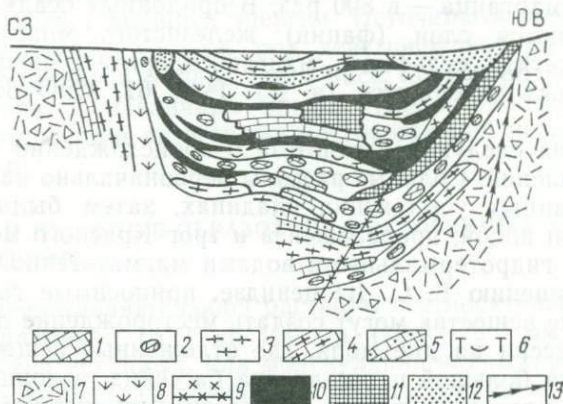


Рис. 71. Схематический геологический разрез Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения. По Э. Г. Дистанову и др.

1-6 — олдындинская свита нижнего кембрия: 1 — известняки, 2 — известковые брекчии, 3 — туффиты известковые, 4 — переслаивание туффитов и известняков, 5 — известняковые туфопесчаники, 6 — игнибриты (туфолавы); 7-8 — нижнекембрийский субвулканический комплекс: 7 — брекчии риолито-дацитовых порфиров, 8 — диабазовые порфиры; 9 — кварцевые порфиры (пермь-триас); 10 — колчеданно-полиметаллические руды; 11 — сидеритовые руды; 12 — окисленные руды; 13 — долериты и трахидолериты (триас)

соматического процесса. В это время образовались сидеритовые, свинцово-цинковые и баритовые руды.

По данным Э. Г. Дистанова и др. (1972 г.), основная масса сульфидных и сульфидно-сидеритовых руд Озерного месторождения образована синхронно с накоплением вулканогенно-карбонатных отложений олдындинской свиты. Отдельные случаи пересечения пластовых залежей рудными жилами объясняются наложенным гидротермально-метасоматическим процессом. Озерное месторождение, по мнению этих авторов, — типичный представитель вулканогенно-гидротермально-осадочных стратифицированных колчеданно-полиметаллических месторождений.

ГОРЯЧИЕ РАССОЛЫ КРАСНОГО МОРЯ И ИХ ОСАДКИ

Минерализованные рассолы Красного моря и их придонные осадки, описанные Г. С. Дзоценидзе (1972), представляют собой возможную модель современного вулканогенно-осадочного рудообразования. Эти подводные сульфидные месторождения возникли в рифтовой зоне, т. е. в линейно-вытянутой шелевидной структуре глубинного происхождения (Manheim, 1973).

На основании исследований американских и советских ученых в придонных частях трех впадин Красного моря на глубине около 2000 м установлены рассолы повышенной солености и температуры. Во впадине Атлантис II температура рассола 56,5°C, а соленость 25,7%, что в 7,2 раза превышает соленость воды океана. Сравнительно с океанической водой в рассоле впадины содержание натрия увеличено в 8,5 раза, кальция — 12,5, меди — 30, железа — 400, марганца — в 800 раз. В придонных осадках этих впадин выделяются слои (фации) железистого монтмориллонита, аморфного гётита, сульфидов, манганосидерита и ангидрита. В отдельных слоях содержится (в %): F_2O_3 67, MnO 35,5, ZnO 12, CuO 4,5.

Высказана следующая гипотеза о происхождении этих своеобразных скоплений. Соляные рассолы первоначально накапливались в изолированных уходящих впадинах, затем были перекрыты океанической водой, прорвавшейся в трог Красного моря, и минерализованы гидротермальными водами магматогенного происхождения. По мнению Г. С. Дзоценидзе, приносимые газогидротермами рудные вещества могут создать месторождение лишь при наличии депрессии на дне моря, где отложенные вещества не рассеиваются на большой площади дна бассейна, а концентрируются в виде слоя или слоев разной мощности, защищенных от размыва волнениями и течениями.

Подобного рода высокоминерализованные воды установлены и в СССР на п-ове Челекен (Смирнов, 1976). Они относятся к хлоридным натриево-кальциевым и содержат (в мг/л): Cu 0,09—15,0, Zn 0,2—5,4 и Pb 3,6—77.

Экзогенные месторождения, разделяющиеся на месторождения выветривания и осадочные, образуются на поверхности земли или вблизи нее за счет внешней энергии. Источником энергии для их образования служит Солнце, под действием которого на Земле происходят изменение минеральных масс, круговорот воды, движения атмосферы и различные биохимические процессы. Важную роль в формировании экзогенных месторождений играют коллоидные растворы.

КОЛЛОИДЫ И ИХ РОЛЬ В ОБРАЗОВАНИИ ЭКЗОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Коллоиды представляют собой растворы с относительно крупными частицами размером от 1 до 100 мк (10^{-6} — 10^{-4} мм), тогда как размеры частиц истинных, или молекулярно-ионных, растворов менее 1 мк. В коллоидах различают дисперсионную среду (растворитель) и дисперсную фазу (растворенное вещество). Агрегатное состояние дисперсионной среды и дисперсной фазы может быть различным: твердым, жидким и газообразным. Среди коллоидных образований различают золи и гели.

Золи (иначе называемые коллоидные растворы) характеризуются резким преобладанием дисперсионной среды над дисперсной фазой (например, желто-бурые железистые воды). Гели имеют вид студнеобразных и клееподобных масс; дисперсионная среда в них содержится в незначительном количестве, дисперсная же фаза резко преобладает.

В зависимости от природы дисперсионной среды различают гидрозолы и гидрогели (дисперсионная среда — вода), аэрозоли и аэрогели (дисперсионная среда — воздух), пирозолы и кристаллогели (дисперсионная среда — кристаллическое вещество).

Коллоидные частицы имеют определенный электрический заряд (табл. 23). Все частицы одного коллоида имеют одинаковый заряд, вследствие чего они отталкиваются друг от друга и находятся поэтому во взвешенном состоянии в дисперсионной среде.

Если к коллоиду, имеющему положительный заряд, прилить коллоид с отрицательным зарядом, или наоборот, то произойдет осаждение, или коагуляция, коллоида. Коагуляция наиболее полно происходит лишь в том случае, когда суммы положительных и отрицательных зарядов частичек равны.

Осаждение коллоидов из растворов может происходить не только от смешения коллоидов различных зарядов, но и от других причин, например от добавления к коллоидному раствору электролита или молекулярного раствора, повышения температуры,

Коллоидные вещества с положительными и отрицательными зарядами

С положительными зарядами	С отрицательными зарядами
Fe (OH) ₃ Al (OH) ₃ Cr (OH) ₃ Ti (OH) ₄	Гумусовые вещества Глинистые коллоиды SiO ₂ MnO ₂ PbS и другие сульфиды, S, Au, Ag, Pt

вследствие повышения концентрации раствора при испарении растворителя и в результате действия радиоактивных веществ.

В коллоидах проявляются процессы, связанные с поверхностным состоянием вещества. Действию поверхностных сил следует приписать прежде всего явление адсорбции, т. е. поглощение коллоидным веществом из раствора тех веществ, которые уменьшают поверхностную энергию данного коллоида. Кроме того, различают абсорбцию — поглощение вещества всей массой коллоида. Часто оба эти явления обозначают одним объединенным термином — сорбция. Сорбируются ионы противоположного электрического знака. Очень сильно сорбционные явления выражены в марганцевых рудах и глинах.

Гели, выпадающие из коллоидных растворов, с течением времени подвергаются старению, изменяются их состав и строение. Прежде всего они теряют воду (дегидратация). Так, например, из студенистых масс кремнезема возникают стекловатые и микропористые опалы. Последние в результате перекристаллизации переходят в скрытокристаллические агрегаты халцедона или кварца.

Гели, перешедшие в кристаллически-зернистые агрегаты, называются метаколлоидами. Факторы, способствующие перекристаллизации гелей, различны: повышение температуры и давления, сухость климата, время. В виде метаколлоидов наблюдаются многочисленные рудные минералы: гидроокислы и окислы железа, марганца, алюминия; сульфиды — пирит, марказит, сфалерит, халькопирит и др.

РАЗЛОЖЕНИЕ ПОЛЕВОШПАТОВЫХ ПОРОД ПРИ ВЫВЕТРИВАНИИ

В месторождениях выветривания при разложении полевошпатовых пород коллоиды играют существенную роль.

Важнейшими окислами полевошпатовых пород являются: щелочи Na₂O и K₂O; щелочные земли CaO, MgO; полуторные окислы Al₂O₃, Fe₂O₃, Mn₂O₃; кремнезем SiO₂. К наиболее легкорастворимым составным частям породы относятся щелочи (Na₂O, K₂O) и щелочные земли (CaO, MgO). Они реагируют с анионом OH⁻ (гидроксил),

получающимся при диссоциации воды, и образуют так называемые свободные основания. Последние представляют собой сильно диссоциированные соединения, которые содержатся в истинных растворах и могут перемещаться на значительные расстояния от места первоначального изменения породы. Реагируя с углекислотой, почти всегда находящейся в поверхностных водах, они образуют карбонаты.

Кремнезем (SiO_2), хотя и относится к труднорастворимым соединениям, однако обладает способностью переходить в коллоидный раствор. При процессах выветривания, происходящих в условиях умеренного климата в средних широтах, кремнезем отлагается на месте разложения породы. При процессах латеритного выветривания, наблюдающихся в условиях жаркого и влажного климата, кремнезем частично выносится, чему способствует щелочной характер растворов (за счет Na_2O , K_2O , CaO и MgO).

Наименее подвижны и трудно разлагаются полуторные окислы Al_2O_3 , Fe_2O_3 и Mn_2O_3 . Они трудно растворимы в воде и почти всегда дают коллоидные растворы. Эти окислы могут оставаться на месте изменяющейся породы и образовывать так называемые остаточные месторождения, которые подразделяются на месторождения коры выветривания и элювиально-делювиальные.

Окислы тяжелых металлов (Fe , Mn , Ni) в благоприятных условиях могут уноситься поверхностными водами в подземную циркуляцию; при отложении этих окислов возникают инфильтрационные месторождения.

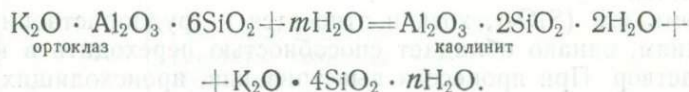
МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Кора выветривания — это континентальная геологическая формация, образующаяся в результате физико-химических процессов в определенных геологических условиях. Она представляет собой продукты разложения и выщелачивания коренных горных пород, образующиеся в результате воздействия на них воздуха, поверхностных и подземных вод, а также вследствие деятельности организмов.

Кора выветривания может быть образована как в настоящее время, так и в прошлые геологические эпохи. Формируется она в средних и особенно в тропических широтах при условии жаркого и влажного климата. Кора в районе тропиков носит название латеритной. Наибольшее практическое значение (источник разнообразных месторождений полезных ископаемых) имеет древняя кора выветривания (Кора выветривания, 1970, 1973.)

Кора выветривания может образовываться за счет различных горных пород: изверженных (интрузивных и эффузивных), осадочных и метаморфических. Образованию мощной и значительной по площади распространения коры выветривания способствуют следующие основные условия: 1) наличие обширной ровной поверхности суши, характерной для платформенных областей; 2) теплый и влажный климат в течение достаточно длительного времени.

В умеренно холодном, влажном климате гидролиз силикатов затруднен, поэтому при разложении полевых шпатов здесь образуются гидрослюды. В теплом и влажном климате в условиях кислой или нейтральной среды полевые шпаты разлагаются легко и за счет них образуются каолины, что может быть представлено следующей реакцией:



Каолинит остается на месте, а силикат калия переходит в раствор и выносится. Повышенная температура местности способствует активизации процесса выветривания, обуславливая более быстрое разложение минеральных веществ. Высокая влажность местности вызывает также усиленную циркуляцию почвенных вод. Разложение органических остатков в этом климате идет быстро и до конца. Промежуточные продукты распада, дающие гумусовые вещества, здесь не накапливаются вследствие поглощения их почвой под влиянием циркулирующих в ней вод.

Гумусовые кислоты оказывают защитное действие на коллоиды Fe, Mn, Al, поддерживая эти вещества в растворенном состоянии. Наоборот, при отсутствии или недостатке гумусовых кислот эти окислы будут выпадать на месте в виде гелей, обуславливая формирование месторождений коры выветривания.

В коре выветривания образуются следующие устойчивые минералы: группа каолинита, кварц и другие модификации кремнезема, окислы и гидроокислы железа, окислы марганца, гидросиликаты железа, алюминия, магния, глиноземистые гидросиликаты (монтмориллонит, бейделлит, галлуазит) и их железистые аналоги, магниевые гидросиликаты (сепиолит, керолит) и др.

Процессы минералообразования в коре выветривания подробно рассмотрены Н. М. Страховым (1962). Кора выветривания практически образуется только в гумидных зонах земного шара: северной умеренной, южной умеренной и тропической. Эти зоны характеризуются повышенной среднегодовой температурой (от 2—10 и до 25—26°C), обилием выпадающих осадков (600—3000 мм в год и более) и усиленным отпадом растительных веществ (8—10 и до 100—200 т/га) (рис. 72).

Энергичнее всего процессы выветривания протекают в условиях жаркого тропического климата. Большую роль играет количество выпадающих осадков, так как чем больше влаги пропитывает кору, тем интенсивнее идет гидролиз силикатов и алюмосиликатов и быстрее выщелачиваются минеральные вещества. Процессы выветривания протекают тем быстрее, чем больше растворено в водах органического вещества, генерирующего углекислоту. Поэтому в тропиках процессы химического выветривания протекают в 20—40 раз быстрее, чем в областях с умеренным климатом. В тундрах, где среднегодовая температура ниже 0°C, химическое вывет-

ривание вытесняется физическим и вместо химической коры выветривания образуются каменные россыпи и пучности грунтов.

Древняя кора выветривания могла формироваться в течение длительного геологического времени при различных климатических условиях. Поэтому она имеет неоднородное строение и различный минеральный состав, что указывает на наличие нескольких стадий выветривания.

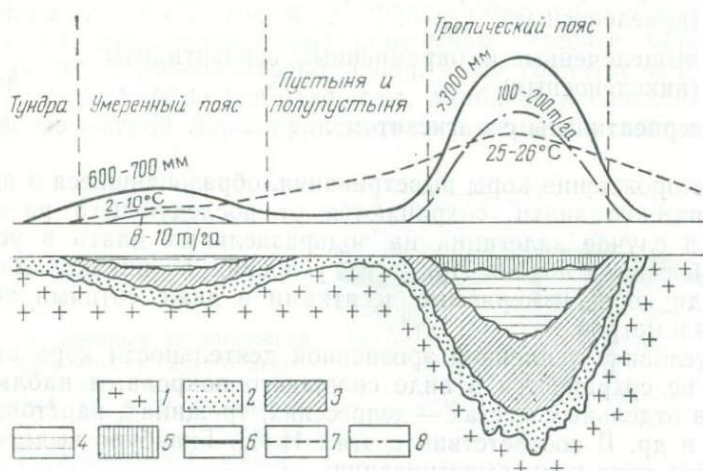


Рис. 72. Схема образования коры выветривания в умеренном и тропическом поясах Земли. По Н. М. Страхову.

1 — свежая порода; 2—5 — зоны: 2 — дресвы, 3 — гидрослюдистая, 4 — каолиновая, 5 — охр; 6 — осадки; 7 — температура; 8 — растительный опад

В начальных стадиях процесса вследствие обилия оснований преобладает щелочное выветривание, которое в конечных стадиях сменяется в верхних горизонтах кислым. Стадийность выветривания вызывает зональное строение коры или ее профиль. Профиль коры выветривания вырабатывается постепенно и зависит от состава и строения разрушающихся пород, степени кислотности и состава грунтовых вод, а также продолжительности выветривания и последующих климатических и геологических изменений. Распределение минералов в профиле определяет его зональность.

Зональное строение и типы коры выветривания

В области тропических лесов мощность коры выветривания измеряется десятками метров и может достигать 100—120 м; при этом кора имеет зональное строение. Различают пять зон (сверху вниз): зона охр, каолиновая зона, гидрослюдистая зона, зона дресвы, свежая порода (см. рис. 72).

В прошлые геологические эпохи химическое выветривание благодаря повышенному содержанию в атмосфере углекислого газа

должно было происходить быстрее, чем в современных условиях. Поэтому мощность древних кор выветривания весьма значительна, и в них могут возникать крупные остаточные месторождения.

И. И. Гинзбургом (1947) установлен профиль коры выветривания серпентинитов (сверху вниз):

- 1) охры красные и бурые до 5 м;
- 2) нонтрониты и нонтронитизированные серпентиниты (никеленосные) до 5 м;
- 3) выщелоченные и окремненные серпентиниты (никеленосные) до 10 м;
- 4) серпентиниты с магнезитом до 10 м.

Месторождения коры выветривания, образовавшиеся в прежние геологические эпохи, сохраняются от последующего размыва и сноса в случае залегания на водораздельных плато в условиях тектонического покоя. При этих условиях возникают обширные площади коры, измеряемые десятками и даже сотнями квадратных километров.

В условиях усиленной эрозионной деятельности кора выветривания не сохраняется в виде сплошного покрова, а наблюдается лишь в отдельных местах — депрессиях, трещинах, карстовых впадинах и др. В соответствии с этим И. И. Гинзбург выделяет два основных типа коры выветривания:

- 1) площадной тип, занимающий большую площадь, более или менее равную по длине и ширине;
- 2) линейный тип, наблюдаемый в виде вытянутых полос.

Он различает, кроме того, остаточную и переотложенную коры выветривания. Остаточная кора представлена продуктами, оставшимися на месте разложения или выщелачивания первичной породы с сохранением ее текстуры и структуры. Переотложенная кора образуется при переотложении первичной коры на новом месте почти без привноса минералов. Структура породы при этом не сохраняется.

Месторождения полезных ископаемых, связанные с корой выветривания, широко распространены в Советском Союзе. Возраст коры девонский, триасовый, юрский, меловой, третичный и четвертичный.

Формации месторождений коры выветривания

Формация никелевая, нонтронитовая, представляющая собой кору выветривания ультраосновных пород (змеевиков), широко распространена в пределах Южного Урала (Оренбургская область) и Казахстана (Актюбинская область). По возрасту она относится к верхнему триасу—нижней юре. Промышленное значение в этой коре имеют нонтронитовая и кремнистая выщелоченные зоны.

Формация лимонитовая представлена месторождениями бурых железняков, содержащих никель и хром, образующихся в коре выветривания ультраосновных пород, главным образом дунитов и перидотитов. На Елизаветинском месторождении Урала, описанном К. Е. Кожевниковым (1974 г.), промышленный интерес представляет верхняя зона окристых природно-легированных руд, состоящая из гидроокислов железа, никелевых силикатов, асблана и рассеянных хромшпинелида и магнетита.

Формация каолиновая представляет собой кору выветривания на Украинском кристаллическом массиве, образовавшуюся за счет полевошпатовых пород, чаще гранитов и гранито-гнейсов и реже габбро, лабрадоритов, диабазов и сланцев. Образование украинской коры происходило в период между нижней

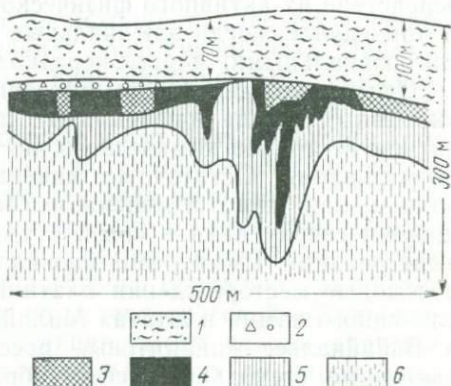


Рис. 73. Упрощенный геологический разрез участка Михайловского месторождения богатых железных руд КМА. По В. П. Рахманову.

1 — покровная осадочная толща (четвертичные — верхний девон); 2—4 — руда: 2 — осадочная, конгломерато-брекчиевая, 3 — остаточная, гематитовая, рыхлая, 4 — остаточная, гематитовая, плотная; 5 — железистые кварциты окисленные; 6 — то же, свежие

пермью и средней юрой; вероятно, здесь было несколько эпох каолинообразования.

Формация гиббситовая — кора выветривания, образовавшаяся за счет полевошпатовых пород (гранитоидов, нефелиновых сиенитов, порфириров и сланцев). В результате разложения алюмосиликатов в жарком и влажном климате происходит вынос щелочей и кремнезема и накопление в остатке соединений Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Mn_2O_3 и др. В благоприятных условиях могут происходить накопление значительных количеств гиббсита ($Al_2O_3 \cdot 3H_2O$) и образование бокситов.

Формация железистых кварцитов. Ряд исследователей (И. И. Гинзбург, Б. П. Кротов, Д. С. Коржинский и др.) к типу коры выветривания относят месторождения железных руд КМА и Кривого Рога. В пределах КМА кора выветривания представлена зоной окисления железистых кварцитов и магнетит-хлоритовых сланцев, образующих богатые руды мощностью в среднем 20—30 м, а в местах тектонических нарушений до 200—300 м. Образование этой коры началось с момента выхода на поверхность метаморфизованных пород, т. е. с конца протерозоя, и продолжалось до среднего палеозоя (рис. 73).

ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ И ДЕЛЮВИАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Элювиальные месторождения представляют собой продукты выветривания горных пород или руд, оставшиеся на месте. Исходным материалом для элювиальных месторождений могли служить горные породы, содержащие рассеянную вкрапленность рудных минералов, а также рудные залежи, на «головах» которых образовались элювиальные развалы. Последние возникают в результате выноса легкорастворимых соединений и концентрации в остатке устойчивых минералов, таких, как золото, платина, вольфрамит, касситерит, монацит, циркон, хромит, ильменит, магнетит и др. Поскольку материал здесь отлагается на месте своего образования, для обломков не характерны окатанные формы, но некоторая сглаженность острых выступов обломков происходит вследствие их активного физического и химического выветривания. В том случае, когда элювиальные россыпи встречаются совместно с аллювиальными, первые нередко залегают поперек речной долины.

От месторождений коры выветривания и рассматриваемых ниже «железных шляп» элювиальные месторождения отличаются развитием не только химического, но и физического (механического) выветривания. Остаточные минералы сохраняются здесь в первичном или мало измененном состоянии, но несколько перемещаются сверху вниз в связи с уменьшением объема породы при выветривании. Примерами элювиальных месторождений являются: россыпные месторождения платины на Урале, золота в Бодайбо, оловянного камня в штатах Малайзии, вольфрамовых руд в Китае и Забайкалье, монацитовые россыпи штата Каролина в США, кварцевые стекольные пески, образовавшиеся за счет гранитов, россыпи корунда месторождения Семизбуги и др.

Делювиальные россыпи образуются в результате разрушения коренных месторождений или горных пород при процессах выветривания и сползания полезных компонентов вместе с разрушенными породами к подножию склона. Они редко служат объектом промышленного использования, так как полезный компонент в них разубожен за счет примеси разрушенной горной породы. Делювиальные россыпи являются источником образования аллювиальных россыпей; они имеют важное значение при поисках коренных месторождений.

К элювиально-делювиальным образованиям следует отнести также так называемую «желтую землю», представляющую собой продукт разложения в поверхностных условиях алмазоносных кимберлитов. Ниже «желтой земли» располагается менее окисленная «голубая земля», в которой и встречается основная масса алмазов Южной Африки и Восточной Сибири.

ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Инфильтрационные месторождения образуются за счет выщелачивания сравнительно легкорастворимых минеральных веществ из горных пород поверхностными водами. Последние, циркулируя по

трещиноватым и пористым породам в верхних частях земной коры, переносят минеральные вещества и отлагают их при определенных физико-химических условиях.

Процесс образования инфильтрационных месторождений, по В. Н. Котляру (1970), распадается на три стадии:

- 1) выщелачивание рудных компонентов в зоне гипергенеза;
- 2) перенос их в растворах на то или иное расстояние;
- 3) отложение в новых физико-химических условиях.

Выщелачивание рудных компонентов при образовании инфильтрационных месторождений может происходить из различных пород и минеральных концентраций. Выщелачивание водами и переход рудных веществ в раствор зависят не только от состава пород и содержания в них рудных компонентов, но и от формы нахождения их в породе.

Перенос рудных компонентов происходит в виде соединений, растворимых и устойчивых в условиях зоны гипергенеза. Перенос осуществляется преимущественно в виде карбонатных, гумидных, реже сульфатных и других комплексов. Большое значение приобретает органические вещества, которые могут быть сильными комплексообразователями. Комплексные металлоорганические соединения могут иметь важное значение для ряда металлов.

Отложение рудного вещества происходит в результате распада комплексных соединений, катионного обмена и сорбции. Особое значение имеют процессы внутрипластового окисления, развивающиеся в особой геологической и гидрогеологической обстановке. Окислительно-восстановительные реакции имеют важное значение в переносе и отложении элементов, обладающих переменной валентностью. Например, для урана шестивалентные соединения растворимы и переносятся, а четырехвалентные — нерастворимы и осаждаются.

Инфильтрационные месторождения могут быть подразделены на два основных типа: 1) конкреционные; 2) секреторные.

Конкреционные месторождения, по В. А. Обручеву (1934), образуются вблизи поверхности среди рыхлых горных пород в виде чечевиц, гнезд, почек обычно на каком-либо водонепроницаемом слое или на границе рыхлых отложений и коренных пород. Они могут образовываться как среди современных поверхностных горных пород, так и среди пород более древних, но не подвергшихся еще процессу диагенеза. Своё название они получили от конкреций — округлых стяжений рудных минералов, располагающихся в массе окружающей породы. Образование этих месторождений происходит путем отложения минеральных веществ в готовых полостях и пустотах или путем метасоматического замещения вмещающей породы. Замещению часто подвергаются известковистые конкреции, по которым развиваются рудные псевдоморфозы.

Иногда описываемые месторождения формируются в коренных породах, в их трещинах и углублениях. Особенно благоприятны

для этого закарстованные известняки, в трещинах, полостях и кавернах которых нередко формируются довольно значительные карстовые месторождения.

Наиболее часто конкреционные месторождения сложены бурыми железняками и окисленными марганцевыми рудами. К конкреционным месторождениям относятся современные болотные и дерновые железные руды, само название которых указывает на место их образования. Таковы, например, железорудные месторождения в северных областях Советского Союза (Новгородская и Кировская области, Урал, Северная и Средняя Сибирь).

Конкреционные окисные и карбонатные руды (глинистые и углистые железняки и сферосидериты) могут встречаться и среди более древних отложений. Примером марганцевых конкреционных образований являются Мазульское месторождение в Западной Сибири, а также ряд месторождений на Северном (Чусовской район) и Южном Урале (Магнитогорский район).

К карстовому подтипу может быть отнесено Алапаевское месторождение бурых железняков на Урале и Амальгельдинское месторождение гиббситовых бокситов в Казахстане.

Секреционные месторождения отлагаются из грунтовых вод, циркулирующих в сильно трещиноватых породах вблизи поверхности земли. При отложении минеральных веществ в пересекающихся трещинах и пустотах образуется сложная система жил, прожилков и секреций, нередко представляющих ценные промышленные скопления. В отличие от конкреционных месторождений секреционные залегают среди трещиноватых коренных пород. Иногда месторождения этих типов встречаются совместно и между ними наблюдаются переходные формы.

К секреционным месторождениям следует относить некоторые силикатно-никелевые месторождения, как, например, Уфалейское на Урале и месторождения Новой Каледонии, урано-ванадиевые месторождения в штатах Колорадо и Юта, залегающие в юрских песчаниках, и трубообразные залежи этих руд в известняках (СССР).

Инфильтрационным путем образуются также месторождения боратов. Первоначально бораты отлагаются в качестве химического осадка из морской воды вместе с другими солями в виде рассеянного минерала калиборита $KMg_2B_{11}O_{18} \cdot 9H_2O$. В процессе выветривания ряд солей выщелачивается и над соляной залежью образуется гипс-ангидритовая шляпа. Растворы солей с содержанием бора циркулируют в гипсовой толще и отлагаются в ней в виде жилок, линзочек и неправильных по форме тел, сложенных разнообразными борными минералами: гидроборацитом $CaMgB_6O_{11} \cdot 6H_2O$, ашаритом $Mg_2B_2O_5 \cdot H_2O$, улукситом $NaCaB_5O_9 \cdot 8H_2O$ и др. Содержание бора в этих вторичных залежах значительно увеличивается.

ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЫВЕТРИВАНИЯ

При поисках месторождений типа коры выветривания необходимо учитывать первичные породы, условия выветривания и последующие процессы переотложения вещества и эрозию. Важное значение имеет геоморфология древних толщ, так как депрессии, например, являются наиболее благоприятными формами рельефа для сохранения коры выветривания.

Петрографический состав первичных пород ориентирует на поиски определенных месторождений выветривания. На площадях развития ультраосновных пород и змеевиков могут быть обнаружены силикатно-никелевые руды и месторождения хром-никель-содержащих железных руд. На гранитоидах и полевошпатовых породах развивается каолиновая кора выветривания, на основных эффузивах и лавах — монтмориллонитовая.

Железные шляпы могут быть обнаружены по обломкам и глыбам лимонита среди рыхлых (элювиальных и аллювиальных) отложений. В свою очередь, железные шляпы служат верным признаком сульфидных руд, залегающих на глубине.

При поисках инфильтрационных месторождений необходимо обращать основное внимание на условия циркуляции подземных и поверхностных вод в пористых и трещиноватых породах, а также на области развития карста в карбонатных породах. Важное значение имеет прослеживание контактов между основными породами (змеевиками) и известняками.

ВТОРИЧНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Под вторичной зональностью понимается изменение состава и строения месторождений под влиянием поверхностных процессов. Это изменение протекает с различной интенсивностью и имеет неодинаковый характер на различной глубине, что часто приводит к образованию зон, сменяющих одна другую по вертикали. Изменение залежей полезных ископаемых происходит под действием нескольких агентов выветривания: вод атмосферного происхождения и растворенных в них кислорода и углекислоты, а также серной кислоты и других продуктов разложения сульфидов, образующихся в процессе поверхностного изменения руд. Вторичная зональность наиболее отчетливо проявляется на рудных месторождениях, особенно сульфидных, и мало характерна для неметаллических полезных ископаемых. Знание этих процессов имеет большое значение при поисковых работах, а также при оценке перспектив рудных залежей на глубине.

Расположение и мощность вторичных зон в рудных месторождениях зависят главным образом от циркуляции вод в поверхностной части земной коры. По условиям циркуляции подземных вод выделяются три зоны:

1) зона просачивания, располагающаяся от поверхности земли до уровня грунтовых вод, содержит воды, богатые кислородом и углекислотой и быстро циркулирующие сверху вниз;

2) зона истечения находится под уровнем грунтовых вод и имеет нижней границей горизонтальную поверхность, совпадающую с горизонтом истечения грунтовых вод. Воды в этой зоне медленно перемещаются в направлении, близком к горизонтальному, устремляясь к пунктам истечения;

3) зона застойных вод располагается ниже зоны истечения; она содержит воды, которые не перемещаются и не имеют свободного кислорода.

Рудная (сульфидная) жила в пределах указанных водоносных зон имеет, в свою очередь, три основные зоны (см. рис. 74):

1) зону окисления, соответствующую зоне просачивания. В этой зоне происходит выщелачивание легкорастворимых солей тяжелых металлов; в ней широко развиты окисленные руды;

2) зону вторичного сульфидного обогащения, примерно совпадающую с зоной истечения, содержащую переотложенные, богатые руды;

3) зону первичных руд, расположенную в застойной зоне и содержащую первичные неизменные рудные минералы.

Границы между вышеуказанными зонами в рудных месторождениях непостоянны, интенсивность процессов вторичной зональности также может изменяться от различных факторов. С. С. Смирнов (1951) выделяет группы региональных факторов, влияние которых сказывается на всех месторождениях района, и группу местных (локальных) факторов, оказывающих влияние на отдельное месторождение или часть его.

Среди региональных факторов особенно большое значение имеют климат и скорость эрозии.

Климат местности определяется среднегодовой температурой и количеством выпадающих осадков. Чем выше температура, тем интенсивнее будут процессы окисления. Поэтому процессы вторичного изменения рудных залежей проявляются очень интенсивно в жарких странах и почти не протекают за Полярным кругом. Влажность местности определяет степень концентрированности растворов, циркулирующих в зоне просачивания и истечения. При очень большой влажности образуются разведенные или малоактивные растворы, обуславливающие лишь выщелачивание полезных компонентов. Наоборот, в областях с сухим климатом концентрация минеральных веществ в растворах повышенная, что приводит иногда к образованию в этих условиях местных обогащенных участков.

Скорость эрозии местности имеет большое влияние на развитие вторичной зональности месторождений, так как распространение процесса изменения руд на значительную глубину требует длительного времени. Если эрозия местности происходит медленно, то окисление руд успевает распространиться на значительную глубину. Если же эрозия опережает окисление, то руды, не успев окислиться, будут уничтожены эрозией, и зона окисления в этом случае образоваться не может. Поэтому для местностей, которые характеризуются большой скоростью эрозии и резко расчлененным гористым рельефом, хорошо выраженные зоны окисления не типичны. Наоборот, в местностях, где развиты конечные стадии эрозии (когда район приближается к состоянию пенеплена), зоны окисления широко распространены и прослеживаются на значительную глубину.

Из местных факторов большое значение имеют состав и структура первичных руд, характер боковых пород и условия залегания месторождения.

Минеральный состав руд влияет на интенсивность развития вторичной зональности, так как разные первичные минералы разлагаются с неодинаковой скоростью. Например, пирротин и сфалерит окисляются очень легко, а пирит и особенно галенит довольно стойкие. Руда с кальцитом изменяется значительно быстрее, чем с кварцем, поскольку кальцит легко растворяется и дает доступ окисляющим реагентам. При разложении пирита в поверхностных условиях образуется свободная серная кислота, которая активно действует на сульфиды. Поэтому присутствие больших

количество пирита в руде форсирует процесс ее окисления и растворения.

Текстурно-структурные особенности руд определяют скорость циркуляции растворов. Руды массивные и плотные труднее проницаемы по сравнению с рудами вкрапленными и трещиноватыми.

Характер боковых пород является важным фактором для проникновения растворов. Если рудное тело залегает, например, в песчанике (относительно легко и однородно проницаемой породе), зона окисления будет достаточно интенсивно и равномерно проработана. Если же рудное тело залегает в труднопроницаемых породах (роговики, глинистые сланцы), окисление будет слабое и неравномерное, развивающееся по трещинам или вдоль контактов залежи. В случае залегания рудного тела в легкорастворимых известняках нисходящие воды достигают весьма значительных глубин и образуют достаточно мощные по вертикали зоны окисления.

Условия залегания месторождения иногда существенно влияют на развитие зональности. В пологопадающих залежах окисляются большие массы руды, чем в залежах крутопадающих. Положение рудного тела на контакте различных пород благоприятствует окислению. Перекрытие выхода рудной залежи труднопроницаемыми породами ослабляет окисление.

ХИМИЗМ ПРОЦЕССОВ, ПРОИСХОДЯЩИХ ВО ВТОРИЧНЫХ ЗОНАХ СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

О характере химических процессов, происходящих в зоне окисления, можно судить на основании химических анализов рудничных вод. С. С. Смирнов (1951), сопоставив анализы рудничных вод медных, медно-цинковых и свинцово-серебряных месторождений, пришел к следующим выводам. Наибольшей минерализацией обладают кислые воды, наименьшей — щелочные. Наибольшее содержание рудных компонентов (Fe, Cu, Zn) в растворенном виде наблюдается в водах кислых, а наилучшие условия осаждения их — в водах щелочных. Наоборот, для компонентов нерудных (Na, K, Ca, SiO₂) наибольшее содержание наблюдается в водах щелочных. Этим объясняется тот факт, что сульфидные месторождения, залегающие в известняках, имеют очень богатую зону окисленных руд. Действительно, вмещающие рудную залежь известняки создают щелочную реакцию рудничных вод, обуславливающую интенсивное выпадение из них металлургических компонентов.

По данным экспериментальных исследований, растворимость сульфидов в чистой воде ничтожна. Растворимость же сульфидов в зоне окисления рудных месторождений значительно повышается, что объясняется высокой минерализованностью вод, содержащих свободный кислород, и наличием в них активных растворителей H₂SO₄, Fe₂(SO₄)₃ и др. Под действием этих вод все сульфиды преобразуются в сульфаты, которые уже свободно переходят в водные растворы. Скорость разложения различных сульфидов неодинакова. С. С. Смирнов (1951) группирует сульфиды по их разла-

гаемости следующим образом: 1) легкоразлагаемые — пирротин, сфалерит, халькозин; 2) трудноразлагаемые — пирит, аргентит, галенит, энаргит. Остальные сульфиды занимают промежуточное положение.

Большинство сульфатов, образующихся при окислении сульфидов, хорошо растворяются в воде. По данным В. Эммонса, сульфаты тяжелых металлов характеризуются следующей растворимостью (в г/л):

ZnSO ₄	531
NiSO ₄	275
CoSO ₄	266
CuSO ₄	172
FeSO ₄	157
Ag ₂ SO ₄	8
PbSO ₄	0,04

Растворимость сульфатов тяжелых металлов изменяется в довольно широких пределах. Особенно большая разница в растворимости сульфатов цинка и свинца. Если в первичных сульфидных рудах эти два металла встречаются обычно совместно, то в зоне окисления они разделяются. Свинец в большинстве случаев остается в зоне окисления, концентрируясь в виде церуссита и англезита на месте первичных рудных залежей, а цинк в виде сульфатного раствора или мигрирует в боковые породы и отлагается вдали от основного рудного тела в виде смитсонита

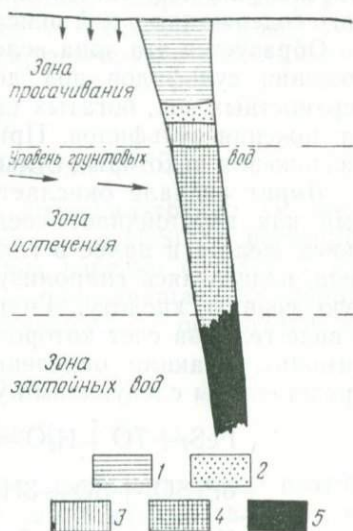
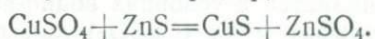


Рис. 74. Разрез через сульфидную жилу с характерными вторичными зонами.

1 — зона полного окисления (железная шляпа); 2 — подзона выщелачивания (сыпучка); 3 — подзона окисного обогащения; 4 — зона вторичного сульфидного обогащения; 5 — зона первичных сульфидных руд

и галмея, или в виде супергенного сфалерита концентрируется в зоне вторичного сульфидного обогащения.

Замещение сульфидов в зоне вторичного сульфидного обогащения подчиняется некоторой закономерности. Э. Шюрманн установил ряд металлических элементов по мере убывающего их сродства с серой: Hg, Ag, Cu, Bi, Cd, Pb, Zn, Ni, Co, Fe, Mn. В этом ряду сульфат предыдущего элемента при встрече с сульфидом последующего приводит к образованию вторичного сульфида элемента предыдущего. Например,



Эта закономерность объясняет хорошо известное явление интенсивного замещения сфалерита ковеллином, пирита сфалеритом, галенита аргентитом, наблюдаемое в зоне цементации многих сульфидных месторождений.

В результате рассмотренных процессов поверхностного изменения сульфидных месторождений развиваются следующие зоны и подзоны (сверху вниз):

- 1) зона окисления;
- 2) подзона выщелачивания;
- 3) подзона окисного обогащения;
- 4) зона вторичного сульфидного обогащения.

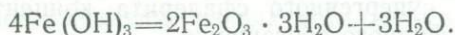
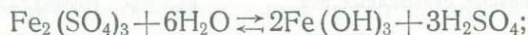
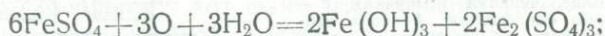
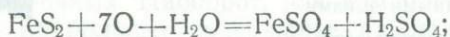
Глубже зоны вторичных сульфидов располагается зона неизменных первичных сульфидных руд (рис. 74).

ЗОНА ОКИСЛЕНИЯ И ПОДЗОНА ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ

Зона окисления представляет собой наиболее измененную часть сульфидного месторождения, выходящую на поверхность. Нередко она называется железной шляпой вследствие обильного содержания в ней окислов и гидроокислов железа.

Образуется эта зона вследствие интенсивного окисления и разложения сульфидов под действием атмосферных агентов и поверхностных вод, богатых кислородом, углекислотой и продуктами разложения сульфидов. Приведем наиболее характерные реакции разложения некоторых сульфидов.

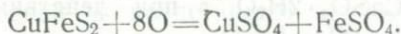
Пирит вначале окисляется до сульфата закиси железа, который как неустойчивое соединение быстро переходит в сульфат окиси железа и далее в гидрат окиси железа. Сульфат окиси железа, подвергаясь гидролизу, дает гидрат окиси железа и свободную серную кислоту. Гидрат окиси железа выпадает вначале в виде геля, за счет которого вследствие дегидратации образуется лимонит. Реакции окисления и гидролиза пирита могут быть представлены следующими уравнениями:



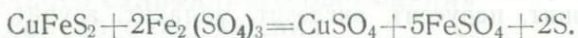
Таким образом, конечными продуктами разложения пирита являются лимонит и другие гидроокислы железа, вместе с которыми образуется значительное количество H_2SO_4 и $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$. Свободная серная кислота и $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$, обуславливающие значительную кислотность шахтных вод, способствуют дальнейшему разложению сульфидов.

Халькопирит окисляется в условиях водно-воздушной среды до CuSO_4 и FeSO_4 . Сульфат меди (CuSO_4) как легкорастворимое и

устойчивое соединение перемещается вниз в зону цементации, а FeSO_4 в конечном итоге дает гидрокситит.



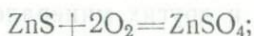
Халькопирит тоже активно разлагается окисным сульфатом железа:



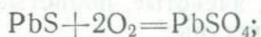
В результате кроме CuSO_4 и FeSO_4 образуется небольшое количество серы. В больших количествах сера образуется в зоне окисления за счет разложения пирита, что наблюдается, например, на колчеданных месторождениях Урала (Карабашском и Блявинском).

В случае карбонатных пород, вмещающих рудную залежь, или обилия карбонатов как жильных минералов сульфат меди утрачивает свою миграционную способность и образует с углекислотой в зоне окисления малахит и азурит.

Сфалерит довольно легко окисляется в сульфат цинка, который обладает очень хорошей растворимостью, широко мигрирует в зоне окисления и нередко выносится за пределы рудного тела во вмещающие породы. Сульфат цинка, реагируя с известняками, дает смитсонит:



Галенит окисляется и разлагается довольно трудно. Он образует, соединяясь с кислородом воздуха или с H_2SO_4 в растворах, англезит, который вместе с церусситом нередко создает в зоне окисления промышленные скопления. Если вмещающие породы рудной залежи представлены известняками, то образуется церуссит:

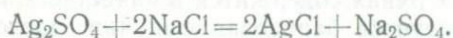


Англезит и церуссит имеют малую растворимость, поэтому скопления их наблюдаются лишь над самой рудной залежью, начиная с выхода рудного тела на поверхность и до нижней части зоны окисления. Обедненным минералами свинца может быть лишь самый поверхностный слой.

Аргентит — сульфид сравнительно стойкий; он может реагировать с сульфатом окиси железа:



Образующийся при этом сульфат серебра неустойчив и легко восстанавливается до металлического серебра, а в условиях сухого климата дает кераргирит:



Наконец, при действии серной кислоты, получающейся в результате разложения пирита и других сульфидов на известняки, образуется гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, а при действии на силикаты — ярозит $\text{K}_2\text{O} \cdot 3\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

Итак, в зоне окисления могут присутствовать следующие важнейшие минералы: гидрогётит, гётит, турьит, гидрогематит, гематит, смитсонит, церуссит, англезит, малахит, азурит, гипс, сера, ярозит, скородит. Обычными минералами являются кварц, а также халцедон и опал; редкими, но ценными элементами — золото и серебро, содержание которых в железной шляпе обычно высокое.

В зоне окисления медных месторождений, находящихся в засушливой пустынной местности, развиваются сульфаты и хлориды: халькантит $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$; мелантерит $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$; антлерит $\text{Cu}_3(\text{SO}_4)(\text{OH})_4$; атакамит $\text{Cu}_4\text{Cl}_2(\text{OH})_6$; брошантит $\text{Cu}_4(\text{SO}_4)_4(\text{OH})_6$.

Поскольку сульфиды железа (пирит, пирротин) в первичных рудах наиболее распространенные минералы, важнейшую роль в зоне полного окисления играют окислы и гидроокислы железа. Глубина распространения железной шляпы различная — от 1—2 до нескольких десятков метров. Горизонтальная мощность железной шляпы (при крутопадающих жилах) обычно бывает больше мощности рудных тел зоны первичных сульфидов. Это объясняется частично элювиальным развалом, но в основном образованием гидроокислов железа и других минералов в зоне окисления за счет пропитывания и замещения части вмещающих пород. Практическая ценность железных шляп большая. Во-первых, они являются надежным показателем наличия сульфидных руд на глубине, т. е. их следует расценивать как важный поисковый критерий. Во-вторых, железные шляпы часто имеют повышенное содержание благородных металлов (Au, Ag) и разрабатываются как золоторудные месторождения.

Текстуры руд зоны окисления довольно своеобразны. Здесь широко развиты кавернозные, ячеистые, пористые, порошокватые, натечные и колломорфные текстуры.

Подзона выщелачивания сульфидного месторождения располагается под железной шляпой и распространяется до уровня грунтовых вод или несколько ниже его. Здесь процессы окисления значительно ослаблены и преобладают процессы выщелачивания легкорастворимых соединений. Такие сульфиды, как пирротин, сфалерит, халькозин и даже халькопирит, легко разлагаются и выносятся. Устойчивыми минералами являются: пирит, кварц, барит и др. Это ведет к образованию рыхлой или сыпучей массы, состоящей главным образом из пирита и кварца, образно называемой «сыпучка». Колчеданная сыпучка имеет мощность 1—3 м, редко более и не представляет собой обычно большого промышленного интереса. Содержание меди, цинка и благородных металлов в ней низкое. Иногда она разрабатывается для получения серного колчедана как сырья для производства серной кислоты.

Если в первичных рудах содержится в качестве жильного минерала барит, то образуется баритовая сыпучка, располагающаяся

между железной шляпой и колчеданной сыпучкой. Эта баритовая подзона, называемая на Урале «баритовыми песками», нередко является золотоносной и представляет ценный промышленный объект.

ЗОНА ВТОРИЧНОГО СУЛЬФИДНОГО ОБОГАЩЕНИЯ И ПОДЗОНА ОКИСНОГО ОБОГАЩЕНИЯ

Зона вторичного сульфидного обогащения, называемая также зоной цементации, имеет очень большое практическое значение. Она начинается от уровня грунтовых вод или несколько ниже его и распространяется вниз на десятки,

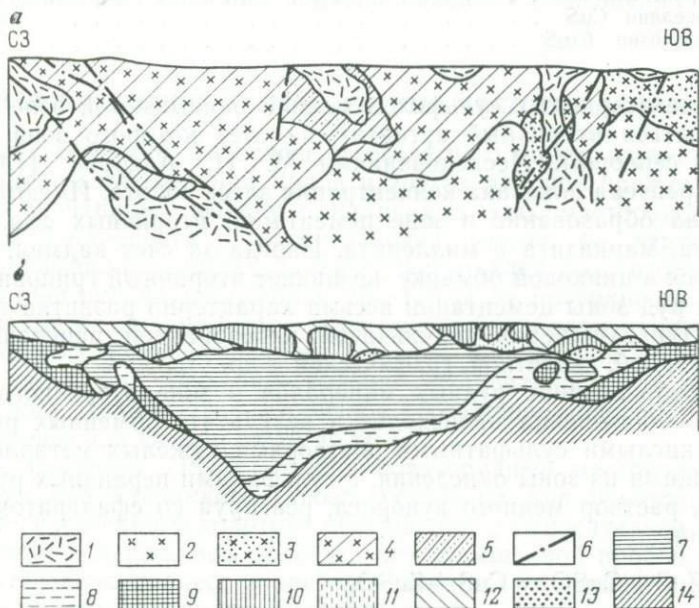


Рис. 75. Схематический геологический разрез (а) и разрез через рудное тело (б) месторождения Коунрад. По А. С. Богатыреву и др.

1 — вторичные кварциты из эффузивных порфиров; 2 — неизмененные гранодиорит-порфиры; 3 — каолинизированные гранодиорит-порфиры; 4 — вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров; 5 — каолинизированные вторичные кварциты; 6 — тектонические нарушения; 7—14 — руды: 7 — халькозиновые промышленные, 8 — халькозиновые бедные, 9 — халькозиновые непромышленные, 10 — окисленные промышленные, 11 — окисленные бедные, 12 — выщелоченные, 13 — смешанные, 14 — первичные непромышленные

а иногда и на сотни метров. Известны сульфидные месторождения, в которых вторичные сульфиды отлагались на глубинах до 500 м. В уральских колчеданных месторождениях эта зона распространена на глубину до 100—150 м от поверхности, а в месторождении меднопорфировых руд Коунрада — до 200 м (рис. 75).

Главными минералами этой зоны являются вторичные медные сульфиды—халькозин, ковеллин и борнит. Эти вторичные

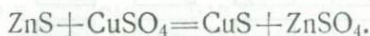
сульфиды образуются за счет привноса меди из зоны окисления в зону цементации, где и происходит ее концентрация. Вынос меди (и других компонентов) происходит не только из современной зоны окисления, но и из ранее существовавшей эродированной ее части. Вторичные сульфиды меди формируются в результате замещения первичных сульфидов (халькопирита, сфалерита, пирита и др.), а также за счет отложения вторичных сульфидов в трещинках и порах руды. Вторичные сульфиды содержат большее количество меди, чем первичный халькопирит.

	Содержание Cu, %
Халькопирит CuFeS_2	34,6
Борнит Cu_5FeS_4	63,3
Ковеллин Cu_2S	66,5
Халькозин Cu_2S	79,8

Кроме вторичных сульфидов меди в описываемой зоне может образоваться вторичный аргентит, за счет которого зона обогащается серебром. Исследованиями М. Н. Альбова (1960) и В. М. Крейтера доказана концентрация здесь золота. Имеются указания на образование в зоне цементации вторичных сфалерита, галенита, марказита и миллерита. Иногда за счет кадмия, содержащегося в цинковой обманке, возникает вторичный гринокит CdS .

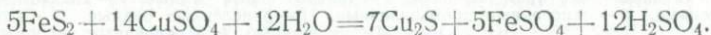
Для руд зоны цементации весьма характерно развитие текстур и структур замещения: петельчатой, нитеобразной, раскрошенной, коррозийной, скелетной, графической и др.

Новообразование рудных минералов в зоне вторичного сульфидного обогащения происходит в результате обменных реакций между кислыми сульфатными растворами тяжелых металлов, поступающими из зоны окисления, с сульфидами первичных руд. Например, раствор медного купороса, реагируя со сфалеритом, дает ковеллин:



Ковеллин осаждается в виде плотных или тонкокристаллических масс, а ZnSO_4 как легкорастворимое соединение выносится часто за пределы рудного тела.

Сульфатный раствор меди, реагируя с пиритом, образует халькозин:



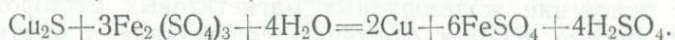
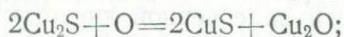
За счет сульфатного раствора серебра может возникнуть вторичный аргентит:



Большое практическое значение зона вторичного обогащения имеет для медных руд. Содержание меди в ней увеличивается в 3—4 раза по сравнению с первичными рудами, а в некоторых

случаях непромышленные бедные вкрапленные руды зоны первичных сульфидов становятся здесь кондиционными.

Подзона окисного обогащения встречается лишь в немногих месторождениях и имеет обычно небольшую мощность. Образование ее связано с окислением вторичных сульфидных руд вследствие понижения уровня грунтовых вод, что может произойти в результате интенсивной эрозии местности. Так, например, наиболее распространенный вторичный сульфид — халькозин — дает при окислении куприт и самородную медь:



Промышленное значение подзона окисного обогащения имеет редко.

ВТОРИЧНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

М. Н. Альбов (1960) на основе многолетнего опыта изучения золоторудных месторождений Урала и других районов пришел к хорошо обоснованному выводу о наличии в этих месторождениях вторичной зональности в распределении золота по вертикали. В кварц-сульфидных жилах на Урале установлен пояс вторичного золотого обогащения на глубине 20—150 м от поверхности. Этот пояс охватывает, по-видимому, зону окисления и зону цементации месторождения. Пояс вторичного золотого обогащения прослежен по всей длине жил. Подобное явление установлено и для золоторудных жил Алдана, где вторичное обогащение золотом наблюдается в пределах глубин от 20 до 60 м.

Н. В. Нестеров (1973), изучая золоторудные месторождения Северо-Востока Советского Союза, установил для некоторых из них зону гипергенного золотого обогащения с относительно высоким средним содержанием золота и его повышенной пробой. Наиболее интенсивно процесс вторичного золотого обогащения протекал в палеоцене—плиоцене. Эта обогащенная зона была подтверждена проходкой эксплуатационно-разведочной штольни. Данное месторождение находится в районе развития многолетней мерзлоты, где процессы химического выветривания вообще развиты слабо.

М. Н. Альбов образование пояса вторичного обогащения золотом объясняет переносом тонкодисперсного золота вниз по трещинкам рудных жил нисходящими водами.

ВТОРИЧНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ И МАРГАНЦЕВРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вторичная зональность, характерная для сульфидных месторождений, встречается и на месторождениях других полезных ископаемых.

На железорудных месторождениях первичные магнетитовые руды часто содержат пирит, халькопирит, реже сфалерит и другие сульфиды, что обуславливает значительную их сернистость. Так, например, на некоторых месторождениях Урала в первичных магнетитовых рудах содержание серы достигает нескольких процентов; металлургическая переработка этого типа руд возможна лишь после их предварительного механического обогащения.

Процесс окисления железорудных залежей ведет к разложению сульфидов. Пирит и другие сульфиды, разлагаясь, переходят в гидроокислы, а сера выносится в виде серной кислоты. Таким образом, окисление железорудных магнетитовых месторождений приводит прежде всего к снижению содержания в рудах серы, т. е. к повышению их качества. Наряду с этим нередко изменяется и основной рудный минерал — магнетит, который, окисляясь, переходит в мартит, представляющий собой псевдоморфозу гематита по магнетиту. При окислении руды происходит вынос из нее ряда легкоразлагаемых и выщелачиваемых минералов, таких, как карбонаты, сульфиды и некоторые другие соединения. Поэтому мартитовые руды имеют часто более высокое содержание железа, чем магнетитовые. Они распространяются обычно на глубину от 50 до 100 м от поверхности и содержат 60—62% железа и меньше 0,1% серы.

В осадочных месторождениях марганца первичные руды представлены преимущественно карбонатами (родохрозит, манганокальцит, олигонит), а в метаморфизованных — силикатами (родонит, марганцевые гранаты). Карбонаты марганца легко изменяются в зоне окисления под действием серной кислоты и окисного сульфата железа и переходят в серноокислый марганец. Последний в слабокислых, нейтральных и щелочных растворах подвергается гидролизу и окислению и дает золь гидроокиси трех- и четырехвалентного марганца. В дальнейшем из этого золя образуются пиролюзит, псиломелан и другие окислы и гидроокислы марганца. Изменение силикатных минералов марганца в зоне окисления происходит аналогично карбонатам, однако первые более устойчивы. Образование манганита за счет родохрозита можно представить в простейшем виде следующим образом:



При отсутствии серной кислоты марганецсодержащие карбонаты и силикаты под действием поверхностного окисления свободно замещаются гидроокислами марганца. По сравнению с железом марганец в зоне окисления легче переходит в раствор, но труднее из него осаждается. Гидроокись марганца осаждается нередко в результате взаимной коагуляции различно заряженных золь гидроокисей железа и марганца, что обуславливает частое образование так называемых марганцевистых железняков, типичных для некоторых зон окисления.

В результате процессов окисления первичных марганцевых минералов на месторождениях карбонатных и силикатных руд образуются марганцевые шляпы. Примером являются Мазульское месторождение в Западной Сибири, Полуночное на Урале, а также месторождения Ганы, Индии и Бразилии.

ТЕКСТУРЫ ЛИМОНИТОВ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Лимониты, под которыми следует понимать различные гидроокислы железа, — наиболее распространенные минералы железных шляп сульфидных залежей. Текстуры и вещественный состав лимонитов, возникающих за счет различных сульфидов, очень разнообразны. Однако в определенных условиях за счет некоторых сульфидов возникают лимониты с характерными текстурами, позволяющими судить о составе и строении первичных руд. Изучение этих характерных или так называемых индикаторных текстур лимонитов имеет большое значение для оценки рудных залежей на глубине в зоне первичных сульфидных руд. С 20-х годов XX в.

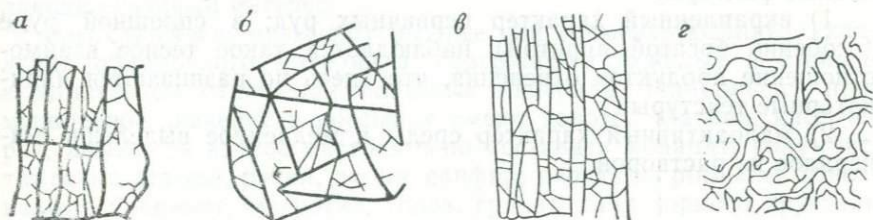


Рис. 76. Ящичные текстуры лимонитов, образовавшиеся за счет:
а — халькопирита, б — борнита, в — галенита, г — блеклой руды

группа геологов США во главе с А. Локком начала детальное исследование лимонитов из зон окисления. В дальнейшем эти идеи развивались в трудах советских ученых С. С. Смирнова (1936 г.), В. М. Крейтера (1940 г.), Г. И. Князева (1958 г.).

С. С. Смирнов выделяет два основных типа лимонитов.

1. Лимониты заполнения, образующиеся путем заполнения полостей. Они обычно характеризуются колломорфными, корковыми, землистыми и другими текстурами, которые не позволяют судить об их первонсточнике.

2. Лимониты замещения, образующиеся путем замещения какого-либо минерала и часто отражающие особенности его состава и строения. В них могут наблюдаться специфические текстуры, позволяющие иногда установить первичные руды. Среди этих текстур выделяются так называемые ячеистые текстуры, которые состоят из довольно прочного каркаса кремнисто-лимонитового или кремнистого состава и ячеек, выполненных полностью

или частично лимонитом. Среди ячеистых текстур выделяются ящичные и губковые.

Ящичные текстуры характеризуются ячейками более или менее одинакового размера и обычно, что особенно характерно, угловатыми по форме. Различные типы текстур в пределах этой подгруппы выделяются по форме ячеек, их размерам и толщине стенок. Ящичные текстуры характерны для лимонитов, образующихся за счет халькопирита, борнита, галенита и тетраэдрита (рис. 76). Обычно пирит подобных ящичных текстур не дает. Но в условиях сухого климата пирит, содержащийся во вкрапленных сульфидных рудах, может образовывать прямоугольные ячеистые текстуры, которые были установлены на колчеданных месторождениях Мугоджар.

Губковые текстуры имеют ячейки округлой формы, размеры которых изменяются в широких пределах. Эти текстуры характерны для лимонитов, образовавшихся за счет пирита.

На образование индикаторных текстур влияют следующие основные факторы:

1) вкрапленный характер первичных руд; в сплошной руде (особенно богатой пиритом) наблюдается такое тесное взаимоотношение продуктов окисления, что здесь не развиваются индикаторные текстуры;

2) малоактивный характер среды и медленное выделение минералов из растворов.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Механические осадки в зависимости от состава первичного материала можно разделить на два подкласса:

- 1) месторождения обломочных пород (валуны, гравий, галечники, пески, глины);
- 2) россыпные месторождения (золото, платина, касситерит, циркон, рутил, ильменит, алмазы и др.).

В настоящей главе не описываются месторождения обломочных пород, поскольку обстоятельное рассмотрение их приводится в курсах осадочной петрографии и неметаллических полезных ископаемых. В дальнейшем рассматриваются россыпные месторождения, имеющие крупное промышленное значение и представляющие научный интерес.

Россыпями называют рыхлые или сцементированные скопления обломочного материала, содержащие тяжелые и стойкие в химическом отношении полезные минералы. Наибольшее промышленное значение в россыпях имеют золото, платина, касситерит, алмаз; на второе место можно поставить монацит, колумбит, танталит, циркон, рутил, рубин, сапфир; иногда из россыпей извлекаются ильменит, магнетит, топаз, гранат, гали горного хрусталя и др. Нередко в россыпях встречается киноварь, но промышленных концентраций она, как правило, не образует. Россыпи являются вторичными месторождениями полезных ископаемых, так как они образуются в результате разрушения древних (первичных) коренных месторождений или за счет горных пород с рассеянной промышленной вкрапленностью полезных минералов.

В формировании россыпей следует различать три основные стадии:

- 1) механическое и химическое разрушение первичных минеральных масс;
- 2) транспортировку разрушенных минеральных веществ в водной среде, иногда на значительные расстояния;
- 3) концентрацию в водных бассейнах полезных минералов путем механического осаждения.

Промышленное значение россыпей велико. Рыхлость слагающего материала и широкое площадное распространение россыпей позволяют производить их разработку механизированным способом в крупных масштабах и при низком содержании полезного металла.

Из советских ученых значительные исследования по россыпям проведены Ю. А. Билибиным, А. А. Кухаренко, И. С. Рожковым, В. С. Трофимовым (1960), Ю. Н. Трушковым и Э. Д. Избе-

ковым (1976), Н. А. Шило (1960) и др. Последние достижения советских геологов по теории образования россыпей отражены в ряде докладов на XXV сессии Международного геологического конгресса в 1976 г. (Ю. Н. Трушков, Н. А. Шило, Ю. П. Қазақевич и др.).

Месторождения россыпей по способу образования и месту отложения материала подразделяются на следующие основные типы: аллювиальные (речные), дельтовые и лагунные, береговые (морские и озерные), ледниковые. Кроме того, по геологическому возрасту различают россыпи современные и четвертичные, сложенные рыхлым, легко добываемым материалом; древние (обычно третичные или мезозойские), образованные неизменным (или слабо сцементированным) материалом.

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ РОССЫПИ

Аллювиальные россыпи образуются вследствие переноса разрушенного каменного материала водными потоками (реками, речками, ручьями) часто на значительные расстояния, классификации этого материала по крупности и плотности и отложению его в благоприятных для этого местах. Материал аллювиальных россыпей переносился на значительное расстояние, поэтому слагающие его частицы бывают окатанной или округлой формы. При отложении материала происходила его классификация, вследствие чего аллювиальные россыпи имеют яснослоистое строение, чем существенно отличаются от элювиальных россыпей. В аллювиальных россыпях могут быть выделены следующие зоны (снизу вверх).

Плотик (основание россыпи) представляет собой коренные подстилающие породы.

Пласт или пески, — продуктивная часть россыпи, залегающая на плотике.

Речники — зона галечниковых отложений, содержащая иногда полезные минералы.

Торфа — песчано-глинистые отложения, перекрывающие россыпь и достигающие иногда значительной мощности. Полезных компонентов они не содержат.

Почвенный слой — обычно маломощная зона, богатая перегноем и растительными остатками.

Большое влияние на мощность и богатство россыпи оказывает плотик. Так, на ровном плотике условия для накопления тяжелых минералов неблагоприятны и последние не будут здесь задерживаться и концентрироваться. Благоприятны в этом отношении закарстованные породы. Например, на поверхности закарстованных известняков, в их карманах, впадинах и трещинах всегда накапливаются тяжелые минералы. Образованию богатых россыпей способствует также расланцевание породы, в случае если сланцеватость ее идет поперек простираения русла потока, а падение сланцеватости — по направлению течения водного потока. В этом случае отдельные «ребра» сланцев выступают навстречу струе воды,

представляя собой своего рода искусственный вашгерд, который хорошо задерживает тяжелые частицы полезного ископаемого.

Иногда в одной и той же долине встречается несколько пластов или горизонтов «песков», расположенных на различных высотных уровнях и разделенных между собой пустой породой. Подобные россыпи называются сложными (рис. 77).

Горизонты пустой породы играют роль торфов по отношению к нижележащему пласту и роль плотика по отношению к вышележащему. В последнем случае они носят название ложного

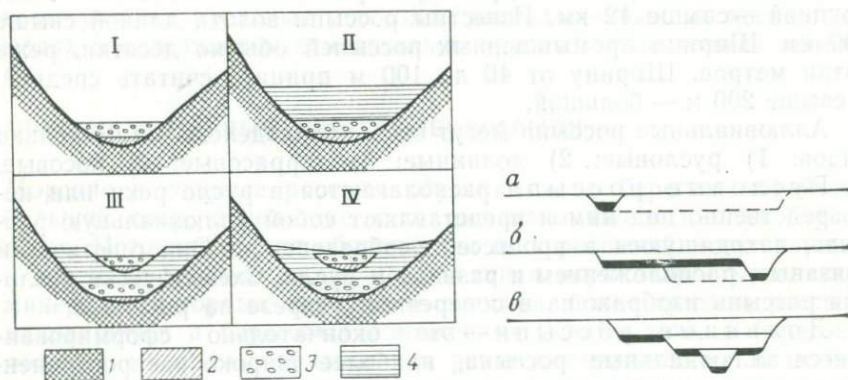


Рис. 77. Схема образования сложной россыпи — четыре последовательные стадии (I—IV). По Ю. А. Билибину.

1 — плотик; 2 — пески; 3 — торфа; 4 — отложения эпохи погружения

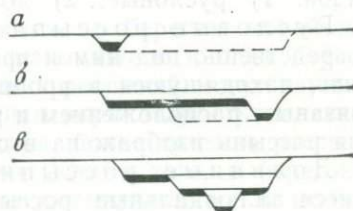


Рис. 78. Эволюция аллювиальной россыпи:

a — русловой, переходящей в долинную, *б* — долинной, переходящей в террасовую, *в* — террасовой россыпи двух уровней

плотика. Мощность пласта, т. е. полезной части россыпи, в среднем около 1 м, иногда достигает 2—3 м и, как исключение, больше.

Распределение полезного компонента в пласте неравномерное. Обычно более значительное накопление полезного материала происходит в тех местах, где скорость течения потока меньше. Строгую закономерность в распределении полезных компонентов в горизонтальном направлении установить для россыпи трудно, так как это распределение зависит от многих причин: формы русла реки в плане, продольного и поперечного профиля реки, характера подстилающих коренных пород, изменения скорости и направления течения реки вследствие влияния боковых притоков и т. д. Распределение тяжелых минералов россыпи в вертикальном направлении более закономерное. Они концентрируются в основном в пласте и в меньшем количестве в речниках. Распределение золота и других полезных минералов россыпи зависит во многом от характера пород, слагающих верхние части россыпи. Если эти

породы рыхлые (песчанистые), то тяжелый металл постепенно перемещается вниз и концентрируется у постели россыпи. Если же эти породы связанные (глинистые) — тяжелый металл вязнет в глинистом цементе, слабо перемещается вниз и остается в россыпи на том уровне, где он отложился. Такая россыпь называется мясниковатой.

Мощность речников и торфов, покрывающих полезную часть россыпи, различна и изменяется от нескольких метров до нескольких десятком метров. Длина россыпей измеряется обычно километрами. Длина средней по размерам россыпи составляет 3—6 км, крупной — свыше 12 км. Известны россыпи золота длиной свыше 100 км. Ширина промышленных россыпей обычно десятки, реже сотни метров. Ширину от 40 до 100 м принято считать средней, а свыше 200 м — большой.

Аллювиальные россыпи могут быть подразделены на несколько видов: 1) русловые; 2) долинные; 3) террасовые; 4) косовые.

Русловые россыпи располагаются в русле реки или непосредственно под ним и представляют собой аллювиальную россыпь, находящуюся в процессе преобразования. Они генетически связаны с расположением и развитием русла. Схематически русловая россыпь изображена в поперечном разрезе на рис. 78, а.

Долинные россыпи — это окончательно сформировавшиеся аллювиальные россыпи, наиболее широко распространенные и имеющие очень важное практическое значение. Долинные россыпи образуются из русловых в результате боковой эрозии, т. е. путем расширения русла вследствие подмыва берегов, что происходит обычно в среднем течении реки. Эти россыпи располагаются в зрелых, сформировавшихся речных долинах и характеризуются длительным сроком существования. Они могут сохраняться до тех пор, пока не произойдет поднятия горной страны или местного понижения базиса эрозии. В этом случае происходит преобразование долинной россыпи, из которой выделяется новая русловая россыпь, а также образуются террасовые россыпи (см. рис. 78, б).

Террасовые россыпи располагаются на речных террасах, которые представляют собой остатки старой речной долины, находящиеся на некоторой высоте над более молодой долиной реки вследствие последующего врезания ее русла (см. рис. 78, в). Террасы могут образовываться на нескольких уровнях. Так, река, промыв себе новое ложе вследствие понижения базиса эрозии, начинает вновь перемещаться в горизонтальном направлении и размывает следующую долину, что приводит к образованию более молодых террасовых россыпей на втором уровне. Далее река может вновь углублять свое ложе вследствие последующего опускания базиса эрозии и образовывать террасовую россыпь на третьем уровне и т. д.

Итак, русловая россыпь переходит в долинную, долинная — в террасовую россыпь первого уровня, которая переходит впоследствии в террасовую россыпь второго уровня, и т. д. Этот процесс совершается последовательно и непрерывно и представляет

собой сложный процесс развития и жизни аллювиального месторождения.

Косовые россыпи образуются в нижнем течении реки за счет переноса во взвешенном состоянии на далекое расстояние мелких, а поэтому и легких частичек металла. Накопление «косового» металла при спаде высокой воды происходит преимущественно там, где раньше всего уменьшается скорость течения, т. е. вдоль выпуклых участков берегов, на песчано-галечниковых островах, косах и отмелях.

Иногда косовыми россыпями совершенно неправильно называют участки русловых россыпей, расположенных на косах и отмелях и содержащих относительно крупный «пластовый» металл.

МОРСКИЕ И ОЗЕРНЫЕ (БЕРЕГОВЫЕ) РОССЫПИ

Морские и озерные россыпи образуются по берегам морей или больших озер, вследствие чего они называются иногда береговыми. Источником для образования этих россыпей могут служить и коренные рудные жилы, и рассеянная вкрапленность полезных минералов в горных породах, и, наконец, более древние россыпи, находящиеся в береговых обнажениях. Кроме того, в береговые россыпи минералы привносятся реками, впадающими в моря и озера. В прибрежной полосе моря отлагаются следующие полезные минералы: золото, магнетит, ильменит, рутил, иногда монацит, циркон, алмаз. Эти минералы концентрируются в довольно узкой параллельной берегу полосе, имеющей слоистое строение. В случае понижения уровня моря россыпь оказывается как бы приподнятой и сохраняется или на прибрежной равнине, или на морских террасах. При погружении суши ранее образовавшаяся морская россыпь уходит под воду и перекрывается более молодыми рыхлыми отложениями. Поэтому береговые россыпи могут располагаться в несколько ярусов как на суше, так и под водой.

Наибольшее значение имеют прибрежно-морские россыпи. Отметим их особенности:

- 1) располагаются узкой полосой между линиями прилива и отлива или в зоне прибоя;
- 2) содержание полезных минералов высокое, достигающее иногда нескольких процентов;
- 3) протяженность россыпей очень большая — сотни километров, но мощность малая — редко более 1 м.
- 4) в поперечном сечении эти россыпи имеют форму узких линз, выклинивающихся в сторону моря и суши;
- 5) с ними тесно связаны золотые россыпи прибрежных дюн.

Важной особенностью прибрежно-морских россыпей является их возобновляемость, поскольку слагающий их материал непрерывно привносится реками, впадающими в море, и поступает за счет абразии прибрежных пород.

ДРЕВНИЕ РОССЫПИ

Древние россыпи связаны с гидрографической сетью прежних геологических периодов и чаще имеют мезозойский или третичный возраст. В отличие от россыпей современных они залегают на некоторой глубине под толщами осадочных и реже вулканических пород. Материал древних россыпей по сравнению с материалами россыпей современных несколько изменен и слабо сцементирован. Однако разработка древних россыпных месторождений значительно проще, чем коренных.

Палеозойские россыпи не имеют, как правило, промышленной ценности, так как слагающий их материал подвергся глубокой метаморфизации и представляет собой крепкие, каменистые образования. Разработка и оценка таких россыпей производятся так же, как и соответствующего коренного месторождения.

Основное практическое значение имеют древние россыпи золота.

В. А. Обручев описывает в Сибири озерные россыпи юрского времени, представленные золотоносными конгломератами. На Урале разрабатывается ряд мезозойских россыпей золота.

МОРСКИЕ ПОДВОДНЫЕ РОССЫПИ

За последние двадцать лет стали разрабатываться подводные россыпи, расположенные на шельфе и в прибрежной зоне. В настоящее время из морских подводных россыпей извлекаются ильменит, рутил, циркон, монацит, касситерит, магнетит, хромит, золото, платина, алмазы и др. Такие россыпи располагаются на глубинах от 10—50 до 100—200 м и находятся от берега моря на расстоянии 5 км и более. Протяженность некоторых подводных россыпей 1200—1600 км (Спрингис, 1971).

Подводные морские россыпи касситерита известны в Индонезии у берегов островов Биллитон и Бангке, где они находятся в 10—15 км от берега на глубине 35 м. Содержание касситерита в них несколько килограммов на кубический метр. На Аляске морские золотоносные пески прослежены до 5 км от берега на глубинах от 5 до 60 м. Мощность слоя золотоносного песка 6 м.

Вдоль западного побережья Африки известны месторождения алмазов в морской россыпи. Алмазы обнаружены в отложениях прибрежных террас, в пляжевых песках и наносах шельфа на глубинах до 120 м, на расстоянии 5 км от берега. Зона алмазосодержащего шельфа прослеживается почти на 1200 км. Алмазы высококачественные, содержание их в песках в среднем 5 карат на 1 т породы (на суше в пять раз меньше). В 1965 г. здесь было добыто 287 тыс. карат алмазов.

В Японии со дна Токийского залива производится добыча магнетитовых песков, в 1965 г. получено 400 тыс. т богатой руды, содержащей 56% Fe и 12% TiO₂.

ВТОРИЧНОЕ ЗОЛОТО В РОССЫПЯХ

Имеется немало данных, указывающих на то, что в россыпях может образовываться вторичное золото. Многие исследователи считают, что в поверхностных условиях золото может растворяться, переноситься и вновь отлагаться в благоприятных для этого местах. Рассмотрим некоторые факты, прямо или косвенно указывающие на возможность растворения и переотложения золота в россыпях.

1. Старые заброшенные россыпи, запасы золота в которых истощились, при повторной разработке спустя 10—15 лет вновь давали богатое золото.

2. В россыпях встречаются довольно крупные и совершенные кристаллы золота. Золото — металл очень мягкий, поэтому трудно представить, чтобы коренное золото, транспортированное даже на небольшое расстояние, могло сохранить свою первоначальную кристаллическую форму. В россыпи же растворы могли притекать к кристаллу золота со всех сторон, обуславливая его спокойный и правильный рост.

3. В россыпях значительно чаще, чем в коренных месторождениях, встречаются крупные самородки золота и обычно золото более высокопробное.

4. В золе деревьев, которые растут вблизи россыпей, химическим анализом обнаружено золото. Это может быть объяснено растворимостью золота, миграцией его в россыпях и всасыванием корневой системой деревьев.

5. В россыпях встречаются кристаллы магнетита или пирита с примазками или тонкими пленками золота.

Рассмотрим вопросы о возможности растворения, переноса и переотложения золота в россыпях, разобранных С. С. Смирновым (1951). Существуют три гипотезы растворения золота в поверхностных условиях — хлоридная, коллоидная и гумусовая.

Хлоридная гипотеза. Известно, что золото может растворяться водой, содержащей свободный хлор. На этом основан широко распространенный технологический процесс хлорирования золота. В природе могут образовываться хлорсодержащие растворы за счет разложения хлоридов под действием перекиси марганца и серной кислоты:



Все соединения, участвующие в этой реакции, могут встречаться в месторождениях золота. Но вследствие крайне ограниченной миграционной способности хлора значение его как растворителя рассеянного золота в природных условиях невелико.

Коллоидная гипотеза. Экспериментально доказано, что золото может переходить в коллоидные растворы. Образованию коллоидных растворов золота способствует и крайняя дисперсность его в рудах. При растворении сульфидов содержащееся в них в весьма тонкораспыленном состоянии золото легко может перейти

в коллоидный раствор. Коллоидные растворы золота в поверхностных условиях являются нестойкими. Золото в них выпадает довольно быстро вследствие коагулирующего действия электролитических растворов.

Гумусовая гипотеза. В природных условиях в водах, богатых гумусовыми кислотами, встречается золото «в рубашке» — золотики, окруженные оболочкой гумата железа. Очевидно золото в присутствии гумусовых кислот может переходить в раствор.

Наиболее вероятной гипотезой растворения золота является коллоидная. Две другие гипотезы мало вероятны, так как хлор после своего образования сразу же реагирует с окружающими минералами, а гуматы золота нестойки, они быстро окисляются и разлагаются. Перенос золота в коллоидных растворах на значительные расстояния вполне возможен под защитным действием кремнезема и гидрата окиси железа. Кроме того, золото может мигрировать и в обычных молекулярных растворах, содержащих окисный сульфат железа. Осаждение золота из растворов происходит очень легко. Например, все сульфиды (особенно сфалерит и пирротин), некоторые силикаты и особенно карбонаты высаживают золото из его хлоридных растворов. Все восстановители, а особенно сероводород (H_2S) и закисный сульфат железа ($FeSO_4$), быстро прекращают миграцию золота, осаждая его.

Итак, теоретические исследования показывают, что растворение, перенос и осаждение золота в поверхностных условиях возможны. Следовательно, в россыпях образуется некоторое количество вторичного золота, но практическое значение его невелико.

ЗОНАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ РОССЫПЕЙ, ПО Ю. А. БИЛИБИНУ

Ю. А. Билибин (1955) предложил интересную схему зонального строения россыпей. Построения его базируются в основном на изучении фаз развития речной сети, т. е. на геоморфологических предпосылках. Он исходит из предположения о наличии в долине уже готовой россыпи, т. е. рассматривает по существу процесс ее преобразования. Этот процесс происходит в течение эрозионного цикла и разбивается им на три стадии:

- 1) размыв старой россыпи;
- 2) перенос материала вниз по течению;
- 3) образование новой россыпи.

Циклические изменения в речной сети происходят вследствие опускания базиса эрозии. Это ведет к изменению всей речной системы, преобразование начинается с низовьев и постепенно распространяется на верховья. В каждой речной системе в одно и то же время находятся участки и более древние, расположенные ниже по течению, и более молодые, находящиеся выше по течению.

Каждый эрозионный цикл может быть разделен на четыре фазы (или периода), следующие друг за другом:

- 1) фаза углубления долины;

- 2) фаза расширения долины вследствие боковой эрозии;
- 3) фаза накопления наносов, или фаза заполнения долины, протекающая одновременно с ее расширением;
- 4) фаза покоя, или фаза переноса (вынос материала за пределы горной страны), длится вплоть до начала нового эрозионного цикла.

В течение этих фаз речные долины через ряд изменений приходят в исходное состояние, но на другом относительном уровне.

При обновлении эрозионной деятельности различные участки речной сети находятся в различных фазах цикла: чем ниже по течению расположен участок, тем в более поздней фазе развития находится речная сеть, и наоборот, чем выше, — тем в более ранней фазе. Поэтому в период преобразования речных долин на территории, испытывающей поднятие, можно выделить следующие зоны речной сети (от верховьев к низовьям речной сети).

I. Зона зрелых долин старого цикла.

II. Зона углубления долин.

III. Зона расширения долин и заполнения их речными отложениями.

IV. Зона зрелых долин нового цикла.

По мере развития речных долин границы зон постепенно передвигаются вверх по речной сети; при этом зона I сокращается, зона IV увеличивается, зоны II и III остаются более или менее постоянными. Когда процесс преобразования долин закончен, остается лишь одна зона IV, которая существует долгое время и в следующий эрозионный цикл играет уже роль зоны I.

Каждой зоне речной сети отвечает определенный тип аллювиальных россыпей. Для зоны I характерно развитие долинных россыпей, для зоны II — развитие русловых россыпей в новой углубленной долине и максимальное развитие террасовых россыпей старого цикла эрозии, для зоны III — преобразование русловых россыпей в долинные и уничтожение террасовых россыпей, для зоны IV — образование долинных россыпей нового цикла эрозии.

Зоны I и IV и связанные с ними россыпи занимают большое пространство и существуют длительное время; зоны II и III с соответствующими россыпями занимают небольшое пространство и существуют недолго.

ФОРМАЦИИ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Полезная часть россыпи может быть представлена различными рудными и нерудными минералами. Среди россыпных месторождений различают несколько формаций.

Формация золота — главные промышленные месторождения среди класса механических осадков. Золото присутствует в самородном виде, образуя как мелкие, рассеянные частицы, так и крупные самородки. Широко известны россыпи золота в Сибири (рис. 79), Калифорнии, морские россыпи Аляски и др.

Формация оловянно-вольфрамовая — месторождения содержат олово (касситерит), вольфрам (вольфрамит и значительно реже шеелит). Мировой известностью пользуются россыпные месторождения олова Малайзии и Индонезии. Кроме касситерита малайзийские россыпи содержат некоторое количество вольфрамита. Россыпи вольфрамита, содержащие и касситерит, известны в Индокитае.

Формация монацитовая — россыпи монацита имеют очень важное промышленное значение, так как они служат глав-

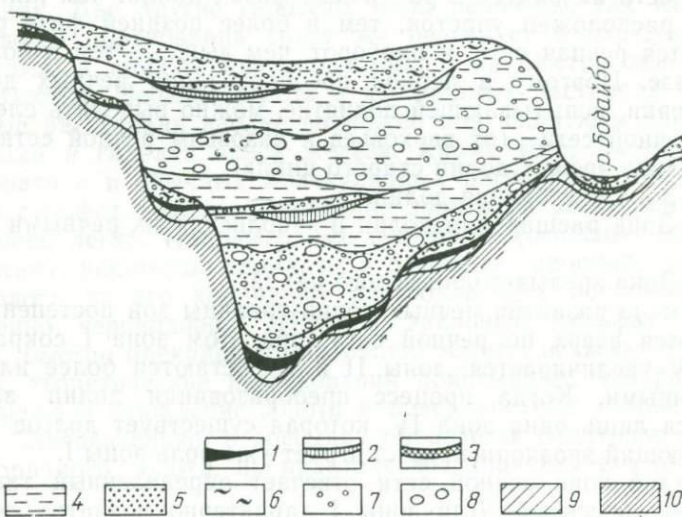


Рис. 79. Схематический поперечный разрез по долине р. Бодайбо. По А. И. Беляеву.

1 — комплексе доледниковых террас и глубинная россыпь; 2 — межледниковые россыпи; 3 — современные россыпи; 4 — илы; 5 — пески; 6 — глины; 7 — гальки; 8 — валуны; 9 — разрушенные коренные породы; 10 — плотные коренные породы

ным источником добычи тория. Крупные морские монацитовые россыпи известны в Индии и Бразилии.

Формация тантало-ниобиевая — месторождения этой формации дают до 80% добычи тантала и ниобия, входящих в состав минерала колумбита — танталита. Танталитовые и колумбитовые россыпи находятся в Бразилии, Нигерии и Конго.

Формация цирконовая — циркон (цирконийсодержащий минерал) концентрируется главным образом в россыпях. Примером могут служить морские циркон-рутил-ильменитовые россыпи Австралии. Подобные россыпи открыты и в СССР.

Формация алмаза — знаменитые россыпи в Южной Африке, в бассейнах рек Оранжевой и Вааль. Здесь известны молодые русловые россыпи и более древние — долинные; наиболее богатые россыпи Лехтенбургского округа связаны с галечниковыми образованиями, представленными халцедоном, агатом, корундом,

кварцем, гётитом и турмалином. Среди аллювиальных россыпей алмазов Сибири выделяются четвертичные, долинные и террасовые россыпи (Геология россыпей Якутии, 1967).

ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ РОССЫПЕЙ

При поисках месторождений аллювиальных россыпей руководящее значение имеет изучение геоморфологических особенностей местности. Долины с пологими склонами благоприятны для образования россыпей золота и других металлов, так как на пологих склонах происходят разрыхление и сортировка материала элювиальными процессами, что не наблюдается на крутых склонах. Следует учитывать уклон русла долины: при пологом его падении (до 3°) — условия для образования россыпи благоприятные, а при более крутом (более 5°) — неблагоприятные. Надо принимать во внимание строение и характер плотика: лучшему образованию аллювиальных россыпей способствуют неровная, трещиноватая, сланцеватая и кавернозная поверхность плотика по сравнению с однородной и ровной поверхностью.

При поисках вдоль речной долины следует отмечать участки, расположенные ниже впадения боковых долин или речных притоков. В таких местах обычно наблюдается повышенное содержание полезного тяжелого минерала. Очень важно изучить степень окатанности и размеры обломков минералов, следуя по долине вверх по течению реки. Это может облегчить нахождение как аллювиальной россыпи, так и ее источника — коренного месторождения. Выяснение строения речных террас укажет, на какой высоте и на скольких уровнях могут быть обнаружены террасовые россыпи.

Для оценки россыпных месторождений в северных районах (Восточная Сибирь, Якутия) имеет значение наличие или отсутствие вечной мерзлоты, о которой можно судить по характеру растительности. Например, сплошное развитие лиственницы характерно для участков с многолетней мерзлотой; развитие тополя, березы, пихты указывает на отсутствие таких участков.

Месторождения класса химических осадков образуются в условиях морских и озерных водоемов за счет минеральных веществ, находившихся ранее в растворенном состоянии в воде и выпадавших потом на дно вследствие изменения физико-химических условий среды (колебания температуры, изменение концентрации раствора, смешение растворов, изменение рН среды и др.).

В зависимости от характера природных растворов эти месторождения могут быть подразделены на три типа: осадки из истинных растворов, осадки из коллоидных растворов, осадки биохимические.

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ, ПО Н. М. СТРАХОВУ

Н. М. Страхов (1948) указывает на непрерывно происходящие в истории Земли изменения площадей осадкообразования: то значительное их расширение, то резкое сокращение. С конца альгона по настоящее время он насчитывает 13 крупных трансгрессий моря и связанных с ними периодов интенсивного осадконакопления, разделенных промежутками резкого сокращения осадконакопления. Каждое из послеальгонских расширений площадей седиментации названо Н. М. Страховым основным осадочным ритмом. В процессе каждого осадочного ритма наблюдается закономерная смена осадочных пород.

В начальную, трансгрессивную стадию ритма среди обломочных пород преобладают грубозернистые разности (конгломераты, пески); среди химических осадков — отложения железа, марганца, фосфора, бокситы, глауконит.

В среднюю, стабильную стадию ритма среди обломочных пород преимущественно развиты глины и частично алевролиты, а также химические и органогенные осадки, представленные главным образом карбонатными и кремнистыми породами и в небольшом количестве битуминозными осадками.

В заключительную стадию ритма — в эпоху регрессий и поднятий — среди обломочных пород основное распространение вновь имеют грубозернистые разности; из химических и органогенных осадков в заключительную стадию главную роль играют угли, соли, медистые песчаники и сидеритовые руды.

Наблюдается определенная последовательность отложения минеральных масс по мере удаления от берега моря — это будет фациальный фактор осадкообразования. Раньше других и ближе к берегу накапливаются угли, далее бокситы, затем железные руды, фосфориты, марганцевые руды, органогенные известняки, доломиты, еще дальше горючие сланцы и кремнистые осадки.

На основании изучения тектоно-стратиграфических диаграмм Н. М. Страхов показывает, что в классах химических и биогенных пород можно констатировать черты направленной или необратимой эволюции, которая наиболее ярко проявляется в месторождениях железных руд. Она выражается в резком ослаблении железорудного процесса в поздние этапы истории Земли по сравнению с более ранними (докембрий). Это положение иллюстрирует сравнение суммарных запасов железных руд мира в докембрийский (3000 млрд. т, или 95,7% мировых запасов) и послеальгонский (135 млрд. т, или 4,3% мировых запасов) периоды. Следовательно, можно говорить о ясно выраженном и неповторяемом индивидуальном характере этого послеальгонского железорудного процесса. Подобная же необратимая эволюция, по Н. М. Страхову, наблюдается для марганцевых руд, галогенных отложений, карбонатных и кремнистых пород.

ТИПЫ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА, ПО Н. М. СТРАХОВУ

Н. М. Страхов (1962), исходя из того, что осадкообразование изменяет свои формы в зависимости от физико-географической обстановки, выделяет четыре типа осадочного процесса: ледовый, гумидный, аридный и эффузивно-осадочный.

Ледовый тип. К этому типу относится осадкообразование на площадях континентов с мощным ледовым покровом. Таковы в настоящее время северная полярная область (2083 тыс. км²), южная полярная область (13 500 тыс. км²) и северная умеренная зона (100 тыс. км²). Осадкообразование ледового типа определяется в основном низкой температурой. Каменный материал поставляют механические процессы: морозное выветривание, механическая денудация, дробление вулканических веществ. Перенос материала осуществляется медленно движущимся льдом. Процесс седиментации определяется опусканием в лед сначала крупных, тяжелых обломков, а затем более мелких и легких.

Типы ледниковых отложений представляют собой типичные несортированные породы. В основном это морена—валунная глина, валунная супесь; подчиненное значение имеют несортированные валуны и валунные пески. Характерно отсутствие ясно выраженной слоистости. В общем, ледовый тип осадочного процесса отличается неразвитостью и может быть назван примитивным.

Гумидный тип. Гумидные зоны на поверхности Земли простираются тремя полосами: северная умеренная, южная умеренная и тропическая. Эти зоны отличаются влажностью и занимают большую часть земной поверхности, а в предшествующие геологические эпохи господство гумидных условий было еще более значительным.

Три физико-географические особенности влажных зон определяют специфику гумидного осадкообразования: положительная температура (свыше 20°C); преобладание метеорных осадков над

испарением, что определяет непрерывный сток воды; густая заселенность гумидных зон организмами и особенно растениями. Поэтому на всех этапах гумидного осадкообразования помимо чисто физических (механических) процессов протекают процессы химические, физико-химические и биологические.

К гумидному типу относятся наиболее крупные и промышленно-ценные осадочные месторождения ископаемых углей, бокситов, железных и марганцевых руд, фосфоритов, месторождений глин, известняков и т. д. Эти месторождения широко развиты и возникают в областях платформ, геосинклиналей и передовых прогибов складчатых областей.

Аридный тип. Осадкообразование аридного типа происходит на территории засушливых зон, которые тянутся двумя лентами параллельно экватору. Они представлены полупустынями и пустынями и располагаются между умеренными и тропической влажными зонами. Сухость климата накладывает весьма яркий отпечаток на все процессы седиментации. Процессы выветривания здесь ослаблены, вследствие чего ряд элементов (Fe, Mn, Al_2O_3 , SiO_2 , $CaCO_3$, $CuSO_4$, NaCl) теряет подвижность. Поэтому железистые, бокситовые и марганцевые руды выпадают из осадков аридной зоны.

Исчезновение вследствие сухости климата растительности приводит к выпадению из комплекса осадков углей и углистых сланцев. Для аридных зон характерна весьма активная деятельность ветра, создающая дюнные поля и каменистые россыпи. Наиболее характерными месторождениями аридного типа будут месторождения солей.

Эффузивно-осадочный тип. К этому типу относятся осадкообразования на небольших площадях, связанных с вулканической деятельностью. Извержения могут происходить как в наземных, так и в подводных условиях. В первом случае газы и гидротермы рассеиваются, во втором случае они принимают участие в осадкообразовании.

Примерами месторождений этого типа являются железорудные, марганцеворудные (Южный Урал), яшмы и, по-видимому, некоторые сульфидные месторождения (Мегген, ФРГ).

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

На последовательность и интенсивность осадкообразования оказывают влияние два важных фактора: водородный показатель рН и окислительно-восстановительный потенциал Eh. В различных природных водах величина рН, определяющая концентрацию водородных ионов, имеет следующие значения (Л. В. Пустовалов, 1940 г.):

Вода в коричневом торфе	4,5
Дождевая вода	5,9

Обычная речная вода	6,5—7,0
Известковистая речная вода	8,0—8,4
Морская вода	8,1—8,4
Вода в солончаках	10,0

Осаждение гидроокислов металлов из природных вод происходит при следующих значениях рН:

Гидроокислы	рН	Гидроокислы	рН
Fe(OH) ₃	2	Pb(OH) ₂	6
Al(OH) ₃	4,1	Ni(OH) ₂	6,7
Cu(OH) ₂	5,3	Mn(OH) ₂	8,5—8,8
Fe(OH) ₂	5,5	Mg(OH) ₂	10,5

Итак, величина рН природных вод в общем увеличивается от места разложения минеральных веществ по направлению к речным водоемам и морским бассейнам. На этом пути происходят миграция растворенных веществ и их последовательное осаждение вследствие постепенно возрастающей величины рН среды.

Окислительно-восстановительный потенциал (Еh) определяется напряжением тока, возникающего между реагирующими веществами при их окислении или восстановлении. Измеряется Еh в милливольтгах и может иметь как положительное, так и отрицательное значение. Окислительно-восстановительный потенциал зависит от содержания в воде кислорода, что является функцией глубины и, возможно, близости к береговой линии. Он оказывает большое влияние на последовательность выпадения в осадок различных минеральных веществ. Например, по Р. Гаррелсу (цитируется по В. И. Смирнову, 1976) при рН среды 7—8 выпадают в осадок при различных Еh следующие вещества:

Еh > +0,1 — гематит, лимонит, окислы марганца, шамозит;
 Еh от 0 — 0,1 до — 0,2 — шамозит, сидерит, органическое вещество, кремнезем, фосфорит;

Еh — 0,3 — пирит, органическое вещество, фосфорит, кремнезем, родохрозит.

ОСАДКИ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ ИЗ ИСТИННЫХ РАСТВОРОВ

Истинными, или ионными, являются подавляющая часть растворов различных солей. Морская вода, представляющая собой слабый солевой раствор, есть не что иное, как обычный разведенный истинный раствор. Средняя соленость морской воды около 3,5%, или 35 г солей на 1 л воды (табл. 24).

Следовательно, главная часть солевой массы представлена хлористыми соединениями натрия и магния; на втором месте стоят сернокислые соединения магния и кальция.

Итак, морская вода представляет собой солевой раствор хлористых, сернокислых и углекислых соединений щелочных и щелочноземельных металлов. Остальные элементы, растворенные в морской воде, содержатся в очень небольших количествах. Так,

Химический состав солевой массы морской воды, %

Растворенные соли	К массе солей	К массе морской воды
NaCl	77,8	2,72
MgCl ₂	10,9	0,38
MgSO ₄	4,7	0,17
CaSO ₄	3,6	0,12
K ₂ SO ₄	2,5	0,09
MgBr ₂	0,2	0,01
CaCO ₃ и др.	0,3	0,01
	100	3,50

например, по данным А. П. Виноградова (1944 г.), содержание некоторых металлов в морской воде составляет (в вес. %):

Zn	$5 \cdot 10^{-6}$	Mn	$4 \cdot 10^{-7}$
Fe	$5 \cdot 10^{-6}$	Ni	$3 \cdot 10^{-7}$
Cu	$2 \cdot 10^{-6}$	Sn	$3 \cdot 10^{-7}$
Al	$1 \cdot 10^{-6}$	V	$5 \cdot 10^{-8}$
Pb	$5 \cdot 10^{-7}$	Hg	$3 \cdot 10^{-9}$
		Au	$4 \cdot 10^{-10}$

Морскую воду следует рассматривать как источник минерального сырья. По данным К. Я. Спрингиса (1971), в одном кубическом километре морской воды растворено (в т):

поваренной соли	$28 \cdot 10^6$
магния	$1,3 \cdot 10^6$
бора	$3,1 \cdot 10^4$
брома	300
меди	79
урана	11

Непосредственно из морской воды ежегодно добывается около 8 млн. т поваренной соли, 250 тыс. т магния, 100 тыс. т брома. Запасы и содержание солей в водах Мирового океана постоянно возобновляются привнесом их с суши, а извлечение ряда полезных элементов из морской воды дешевле, чем добыча их на суше из горных пород.

Растворенные в морской воде соли могут выпадать из нее при насыщении раствора вследствие испарения воды. Основным фактором, определяющим последовательность выделения солей, является их растворимость. В первую очередь выпадают труднорастворимые, а затем более растворимые соли. Кроме растворимости на последовательность выделения солей оказывают влияние относительное содержание солей в морской воде, температура воды, давление, величина рН и другие факторы.

Первые опыты по определению порядка кристаллизации солей из морской воды были произведены в 1849 г. итальянским химиком Г. Узилио. Вопросы кристаллизации солей из сложных растворов с большой полнотой были выяснены в 1897—1901 гг. работами Я. Г. Вант-Гоффа и его сотрудников, которые установили следующую последовательность солеобразования из морской воды:

- 1) карбонаты кальция и магния — CaCO_3 , MgCO_3 ;
- 2) гипс — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$;
- 3) галит с гипсом — $\text{NaCl} + \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$;
- 4) галит с ангидритом — $\text{NaCl} + \text{CaSO}_4$;
- 5) галит с полигалитом — $\text{NaCl} + 2\text{CaSO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot \text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$;
- 6) астраханит и эпсомит — $\text{MgSO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O} + \text{MgSO}_4 \times 7\text{H}_2\text{O}$;
- 7) сульфаты калия и магния — $\text{MgSO}_4 \cdot \text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$;
- 8) каинит — $\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$;
- 9) карналлит — $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$;
- 10) бишофит — $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

Физико-химические исследования Н. С. Курнакова (1938 г.) и его учеников позволили установить иной тип равновесия в морской воде, получающийся при естественном, солнечном ее испарении. Последовательность кристаллизации солей из морской воды по «солнечной» диаграмме Н. С. Курнакова значительно проще: 1) гипс, 2) галит, 3) эпсомит, 4) сульфаты калия и магния, 5) карналлит, 6) бишофит.

Условия образования ископаемых соляных месторождений (гипотезы А. Оксениуса и М. Г. Валяшко)

На первый взгляд образование ископаемых соляных месторождений можно объяснить просто: морская вода испаряется, концентрация солей в ней увеличивается и вследствие этого соли осаждаются на морское дно из насыщенных концентрированных растворов в указанной последовательности. Однако в природе эти процессы протекают намного сложнее. Действительно, средняя соленость морской воды 3,5%. Если принять плотность солей около $2,5 \text{ г/см}^3$, то легко подсчитать, что из столба морской воды высотой 1 м может выпасть слой солей толщиной всего 14 мм; высотой 100 м — слой солей мощностью 1,4 м, а из столба морской воды высотой 10 тыс. м (наибольшая глубина океана) — слой солей мощностью лишь 140 м.

Для того чтобы объяснить образование таким путем мощных соляных залежей, как, например, соликамской (700 м) или стасфуртской (800 м), пришлось бы допускать невероятную глубину морей — 50—60 тыс. м. Поскольку таких глубин в современных морях и океанах мы не знаем и нет достаточных оснований предполагать их в геологическом прошлом, то простым испарением вод в морях и океанах нельзя объяснить формирование мощных соляных залежей. К тому же на дне современных морей и океанов нигде не обнаружены залежи соли.

Удовлетворительно этот вопрос объясняется гипотезой барров, которая была предложена А. Оксеннусом в 1877 г. Соли образуются не в открытом море, а в замкнутой бухте, отделенной или полуотделенной от моря подводным барьером, или барром. Климат в данной местности должен быть сухой и жаркий, что обуславливает интенсивное испарение воды в бухте. В результате такого испарения уровень воды в бухте понижается, что вызывает, в свою очередь, приток в нее воды из моря, а следовательно, и дополнительный привнос солей. Таким образом, при постоянном объеме воды в бухте концентрация солей в ней будет все время повышаться, что приведет к осаждению солей в указанной последовательности (рис. 80).

Согласно этой гипотезе, различают четыре стадии солеобразования.

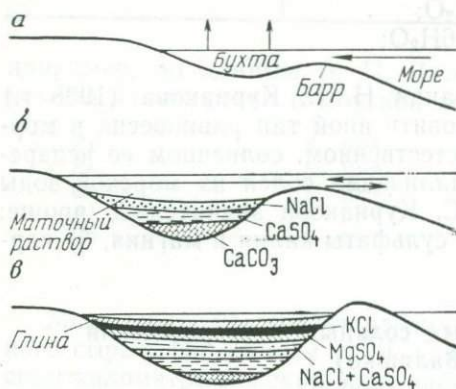


Рис. 80. Схема солеобразования по гипотезе барров.

а — начальная стадия притока воды из моря и образование карбонатов, *б* — средняя стадия отложения солей Ca и Na и образование маточного раствора, *в* — конечная стадия отложения солей K и Mg и перекрытие соляной залежи слоем глины

Первая стадия — кристаллизация солей из морской воды начинается отложением карбонатов. Когда концентрация солей в бухте увеличивается примерно в 5 раз, будет осаждаться гипс.

Вторая стадия — при увеличении концентрации солей приблизительно в 11 раз начинается осаждение галита с примесью гипса. При увеличении концентрации в 22 раза поверх отложившейся каменной соли начнет образовываться маточный раствор, в котором находятся все оставшиеся легкорастворимые соли калия и магния.

Третья стадия — когда маточный раствор поднимется до уровня барра, при этом создадутся благоприятные условия для смешивания маточного раствора с притекающей морской водой. В растворах, насыщенных сернистым магнием, сернистый кальций совершенно нерастворим, поэтому начнется отложение гипса. Частицы гипса, опускаясь через маточный раствор, обезвоживаются и отлагаются поверх залежи галита в виде ангидрита. Поскольку перемешивание морской воды с маточным раствором может происходить периодически, например под влиянием ветра, то ангидрит отлагается среди галита периодически в виде прослоев.

Четвертая стадия — выделение оставшихся легкорастворимых солей калия и магния может произойти при весьма значительной концентрации их в растворе, что отвечает сокращению первоначального объема воды более чем в 60 раз. Калийные соли будут выпадать уже в лагуне, полностью отделившейся от моря, что может быть вызвано поднятием барра вследствие намывания поверх его рыхлых отложений. Наконец, образовавшаяся соляная залежь должна быть перекрыта слоем глины, предохраняющей ее от последующего размыва.

Процесс солеобразования в природе редко происходит полностью в такой последовательности. Он может остановиться на той или иной стадии, что обуславливает образование определенного типа соляных месторождений: гипсового, галитового или калийного.

М. Г. Валяшко (1962), учитывая относительно редкое распространение калийных солей, предложил гипотезу солеобразования. Порядок отложения солей из морской воды им рассматривается по «солнечной» диаграмме Курнакова.

По мере испарения морской воды в бассейне происходит сокращение ее объема, увеличение плотности и выделение солей в определенной последовательности (табл. 25).

Таблица 25

Последовательность* отложения солей из морской воды при испарении
По М. Г. Валяшко

Объем воды	1000	900	800	400		300	200
Плотность воды	1,0	1,1	1,2	1,3			1,4
Тип бассейна	Рапного озера				„Сухого“ озера		
Осадки по зонам	Карбонатная	Гипс-ангидри- товая	Гали- товая	Силь- вини- товая	Карналли- товая	Бишо- фито- вая	Бораты
Состав солей	CaCO_3	CaSO_4	NaCl	KCl	$\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2$	MgCl_2	$\text{KMg}_2\text{B}_{11}\text{O}_{19}$

М. Г. Валяшко различает два типа бассейнов — рапного озера и «сухого» озера. В первом находится в жидком виде сгущенный

раствор (плотностью 1—1,2 г/см³); во втором преобладает твердая масса солей, между кристаллами которой находится маточный рассол (плотностью 1,3—1,4 г/см³).

Из образовавшегося «сухого» озера калийные и магниевые соли могут кристаллизоваться только при условии появления открытой поверхности маточного рассола. Такая возможность возникает тогда, когда часть солеродного бассейна начнет прогибаться и туда дренируются маточные рассолы, пропитывающие окружающие соляные отложения. При отсутствии таких интенсивных вертикальных движений сплошных обособленных залежей калийных солей не образуется, а возникают залежи галита с вкрапленностью калийных и магниевых солей.

При разработке соляных месторождений попутно с натриевыми, калиевыми, кальциевыми и магниевыми солями извлекаются и более редкие соединения — соли бора, брома, йода, цезия, рубидия и других элементов.

ОСАДКИ ИЗ КОЛЛОИДНЫХ РАСТВОРОВ

К этому типу химических осадков относятся широко распространенные месторождения железных, марганцевых и алюминиевых руд, имеющих большое промышленное значение.

Основные условия образования месторождений железа и марганца

При изучении солевого состава морской воды было отмечено, что тяжелые металлы в ней содержатся в ничтожно малом количестве — несколько миллиграммов на 1 л. Такого содержания совершенно недостаточно для формирования огромных осадочных месторождений железа и марганца, имеющих иногда запасы в несколько миллиардов тонн металла.

Источником накопления соединений тяжелых металлов являются в основном области латеритного выветривания. В тропических странах при жарком и влажном климате процесс латеритного выветривания захватывает громадные площади, измеряющиеся десятками и сотнями квадратных километров. На этих площадях происходит мощное накопление соединений тяжелых металлов железа и марганца, а также алюминия и др. В более редких случаях источником для образования осадочных железорудных месторождений могут служить зоны окисления крупных сульфидных залежей, как, например, железная шляпа колчеданного месторождения Рио-Тинто в Испании.

Таким образом, главным источником образования осадочных месторождений железа и марганца являются различные горные породы, измененные процессами латеритного выветривания.

Растворение закисных соединений железа и марганца в поверхностных условиях происходит очень легко. Окисные соединения тяжелых металлов в природных условиях также растворяются под

влиянием углекислых вод, сульфатных растворов и вод, содержащих гумусовые кислоты. Последние весьма активно растворяют соединения железа, о чем свидетельствуют желтые и бурые железистые воды заболоченных участков.

Условия переноса соединений тяжелых металлов. При образовании латеритных месторождений обязательным условием осаждения соединений железа и марганца является отсутствие гумусовых соединений в поверхностных водах. Если поверхностные воды будут содержать достаточное количество гумусовых веществ, то коллоидные соединения железа и других металлов останутся в растворенном состоянии и смогут переноситься поверхностными водами.

Под защитным действием гумусовых веществ коллоиды железа и марганца могут находиться в поверхностных водах в растворенном виде и таким образом переноситься из мест латеритного выветривания в моря и океаны. Эти коллоидные соединения переносятся с помощью поверхностных водных потоков. Очень высокое или очень низкое содержание гумусовых веществ обуславливает выпадение в осадок железа и других металлов из поверхностных вод. Это явление хорошо наблюдается в заболоченных местностях, где воды содержат обильное количество гумусовых веществ и где происходит образование поверхностных месторождений железных руд (так называемых болотных и дерновых).

Железо, находящееся в растворе, переносится поверхностными водами на значительные расстояния в том случае, если резко не изменяются физические и химические свойства воды, т. е. если водные потоки не пересекают значительных масс карбонатных пород и не задерживаются в замкнутых бассейнах, где происходит испарение.

Условия осаждения соединений тяжелых металлов в водных бассейнах. Основной причиной осаждения железа и марганца в морях и океанах является смешивание коллоидных растворов этих металлов, привносимых реками, с истинными, или ионными, растворами (морская вода). Из опытов известно, что одной из основных причин коагуляции коллоидов является добавление к ним раствора соли (электролита). В результате такого смещения происходят коагуляция коллоидов и выпадение соединений тяжелых металлов на дне морских водоемов. Известную роль в осаждении соединений тяжелых металлов могут играть также биохимические процессы. Действительно, некоторые бактерии способны в процессе своей жизнедеятельности переводить растворенные соединения в осадок. Известны бактерии, осаждающие соединения железа, марганца и других металлов.

Для жизнедеятельности бактерий нужны закисные соединения, а поверхностные воды привносят в моря и океаны окисные соединения металлов. Однако можно допустить восстанавливающее действие на окисные соединения металлов органических веществ, разлагающихся на дне моря. Остатки растений или животных, входящие в состав морского ила, при разложении могут переводить

окисные соединения в закисные, и тогда последние могут использоваться бактериями в процессе их жизнедеятельности.

Возможно, часть соединений железа и других металлов поступает в морские бассейны непосредственно в виде закисных соединений. Так, например, Н. М. Страхов считает, что значительное количество железа привносится путем просачивания на дне моря грунтовых вод с закисными солями железа.

Отложению соединений различных веществ, кроме того, способствуют: а) окислительно-восстановительные реакции, при которых происходит изменение валентности ряда металлов (Fe, Mn, V, U, Mo), что приводит к гидролизу и выпадению осадка; б) сорбция органическими и неорганическими соединениями (монтмориллонитом, доломитом, каолинитом, лимонитом, бурым углем) ряда металлов — урана, ванадия, молибдена. В сорбентах содержание металла достигает целых процентов.

Местами отложения соединений железа и марганца являются моря и океаны, особенно их мелководные участки, а также лагуны, озера и болотистые прибрежно-морские бассейны. Самые важные и крупные осадочные месторождения образуются в лагунах и эпиконтинентальных морях, там, где в них впадают медленно текущие большие реки (Amstutz, Bernard, 1973).

Фациальность железистых и марганцевистых осадков, по Л. В. Пустовалову

Для осадочных месторождений железа и марганца характерна фациальность. Л. В. Пустовалов выделяет среди морских и озерных отложений четыре фации: 1) окислительную (окислы и гидроокислы Fe и Mn); 2) шамозитовую; 3) сидеритовую; 4) сероводородную (сульфиды тяжелых металлов).

Окислительная фация. Осадки отлагаются в прибрежной части моря в среде, богатой активным кислородом при $pH=2-4$. Кислородная граница, т. е. нижняя граница распространения кислорода, в этом случае проходит по дну бассейна, поэтому в иловатом слое возникает большой избыток кислорода. Процесс рудообразования происходит здесь в резко окислительной обстановке, что приводит к образованию окислов и гидроокислов железа (гематита, гётита, турьита) и марганца (пиролюзита, псиломелана и вада). Руды, сложенные гидроокислами железа и относящиеся к окислительной фации, в значительных количествах присутствуют на Керченском и Аятском (Кустанайская область) месторождениях. Чиатурское и Никопольское месторождения марганца содержат руды с пиролюзитом, псиломеланом и вадом.

Шамозитовая фация. Образование этой фации происходит при $pH=4-6$ в том случае, когда кислородная граница находится у поверхности дна, но в иловатом слое нет избытка кислорода. Это приводит к образованию силикатных соединений железа типа шамозита, поскольку активную роль начинает играть кремнекислота, находящаяся в растворе в виде щелочного силиката.

Кремнекислота реагирует с закисью железа и выпадает в осадок в виде силикатов железа — шамозита и тюрингита. Шамозитовые месторождения довольно редки (силурийские шамозиты Богемии и Тюрингии), но как один из составляющих минералов в железорудных осадочных месторождениях шамозит довольно распространен. В значительном количестве шамозит встречается, например, в рудах Керченского и Аятского железорудных месторождений.

Сидеритовая фация. Кислородная граница находится выше дна, окислительный потенциал еще более падает, $pH=7$. В иловатом слое присутствует органическое вещество, что вызывает образование карбонатов и, в частности, железистого карбоната — сидерита. Примером месторождений, где сидерит встречается в значительном количестве, является месторождение Эльзас-Лотарингии (так называемые минеттовые руды).

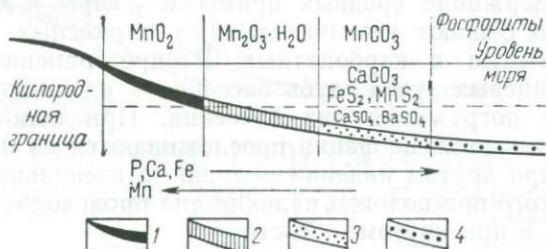


Рис. 81. Фациальность осадочных месторождений марганца. По А. Г. Бетехтину.
1 — пиролюзитовые руды; 2 — манганитовые руды; 3 — карбонатные руды; 4 — фосфориты

Сероводородная фация. Осадки отлагаются в условиях щелочной среды при $pH=8-9$. Нижняя граница распространения кислорода в бассейне расположена высоко над дном. Разложение органических веществ происходит в этом случае при участии сероводородных бактерий, что приводит к сероводородному заражению донной части бассейна и образованию сульфидных соединений тяжелых металлов. Действительно, в некоторых типичных осадочных образованиях встречается значительное количество сульфидов — пирита, марказита, мельниквит-пирита, троилита и др. Так, например, боровичские каменные угли в Ленинградской области содержат значительную примесь пирита.

А. Г. Бетехтин (1946) на основании изучения Чиатурского и Полуночного марганцевых месторождений высказал гипотезу об их фациальном строении. Он выделяет три основные фации: окисных пиролюзитовых руд, манганитовых и карбонатных руд (рис. 81).

Окисные пиролюзитовые руды, представляющие собой соединения четырехвалентного марганца, образуются вблизи береговой линии при полном доступе активно действующего кислорода. Они богаты марганцем и содержат незначительное количество примесей — серы, фосфора и железа.

Манганитовые руды, представляющие собой соединения двух- и четырехвалентного марганца, образуются глубже, в условиях неполного доступа кислорода. По качеству они уступают богатым окисным рудам.

Карбонатные руды, представляющие собой соединения двухвалентного марганца, слагаются родохрозитом и олигонитом. Они бедны марганцем и имеют значительную примесь фосфора и серы.

Таким образом, образование в осадочных месторождениях марганца разных фаций руд зависит от кислородного режима среды, в которой происходило осадконакопление. Переход от окисной фации к карбонатной сопровождается понижением содержания марганца. Наиболее богаты марганцем руды окисной фации, манганитовые руды имеют среднее качество, карбонатные — бедны марганцем.

С увеличением глубины образования в марганцевых рудах повышается содержание вредных примесей — серы и фосфора, которые обычно бывают незначительными в окисных рудах и довольно заметными в карбонатных. Распространение отдельных фаций марганцевых руд в глубь бассейна и их мощность зависят от характера погружения дна бассейна. При пологом падении шельфа описанные выше фации прослеживаются на несколько километров, а при крутом падении — лишь на несколько сот метров. Вследствие этого при пологом падении дна происходит постепенная смена фаций, а при крутом — быстрая.

Формирование осадочных месторождений железных руд, по Н. М. Страхову

Н. М. Страхов (1948) на основании данных о современных осадках выяснил механизм распределения железа в морских и озерных водоемах. Он использовал при этом сравнительно-литологический метод, сущность которого заключается в следующем. Процессы распределения и осаждения железа вначале изучаются на современных осадках, а затем полученные данные распространяются на процессы рудообразования, имевшие место в древних водоемах.

Изучая среднее содержание железа в различных речных водах, отдельных их участках и в разное время года, Н. М. Страхов выяснил, что железо мигрирует в реках в основном во взвешенном состоянии, а не в растворенном виде. Эта железистая взвесь представляет собой частично продукт коагуляции растворенного железа и частично муть железистых пород, образовавшихся вследствие смыва.

Наблюдая за распределением железа в осадках озерных и морских водоемов, Н. М. Страхов приходит к выводу, что содержание железа в осадке в пересчете на бескарбонатное вещество увеличивается обратно пропорционально среднему диаметру обломочного материала; минимальное содержание его (0,38%) отмечается в прибрежных песках, а максимальное (4,05%) в глубинных пелитах.

Таким образом, по Н. М. Страхову, активное химическое выпадение железа в мелководных участках создает лишь твердую фазу железистых соединений, распределение и отложение которых на дне моря подчиняются законам механической седиментации (рис. 82).

Анализируя данные о распределении абсолютных масс в водоемах, Н. М. Страхов установил близкое сходство, почти тождество, в распределении на дне Черного моря абсолютных масс же-

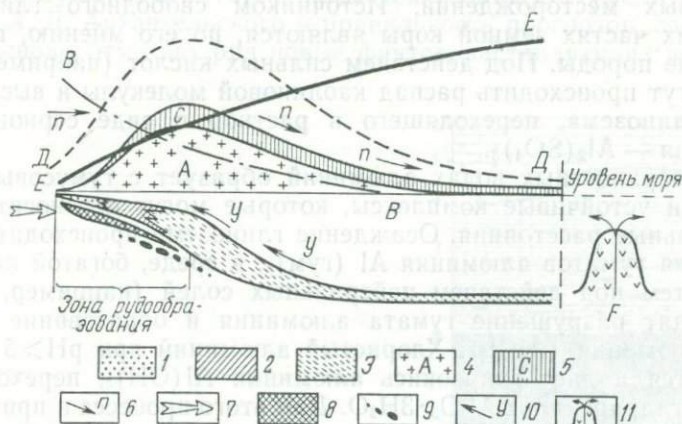


Рис. 82. Схема процессов, контролирующих распределение железа в осадках озерных и морских водоемов. По Н. М. Страхову.

Распределение абсолютных масс осадков на дне моря: 1 — пески; 2 — алевролиты; 3 — пелиты; 4 — взвеси железистых соединений; 5 — химически (и биохимически) осажденное железо; 6 — направление сноса химических осадков к центру моря; 7 — выщелачивание на дне моря железистых вод; 8 — гематит-шамозитовые руды; 9 — конкреции сидерита; 10 — глубинные восходящие течения морской воды; 11 — эффузии на дне моря, обогащенные железом
 ДД — распределение по дну моря абсолютных масс обломочного (силикатного) материала; ЕЕ — увеличение железистости осадка с глубиной; ВВ — интенсивность химической (и биохимической) садки растворенного железа

леза и обломочного (силикатного) материала. Следовательно, распределение железа в море происходит по законам механического осаждения.

Н. М. Страхов, различая так называемое кларковое железо (процентное содержание железа в породах) и рудные накопления, говорит о различных тенденциях в их локализации. Если кларковые концентрации железа растут с удалением от берега моря, то рудные, напротив, тяготеют к берегу. Кларковые концентрации железа возникают во всех бассейнах в течение всей истории Земли. Рудные же месторождения образуются лишь в некоторых водоемах в определенные эпохи истории Земли.

Генезис месторождений бокситов

Большинство зарубежных исследователей относит бокситы к латеритным образованиям, но некоторые ученые, особенно советские, рассматривают бокситы как осадочные образования.

С. Ф. Малявкин (1934 г.), изучавший Тихвинские месторождения бокситов, предложил осадочно-латеритную гипотезу, согласно которой продукты латеритного выветривания полевошпатовых пород переносились водными потоками в виде суспензий и затем осаждались в морских бассейнах. Эта гипотеза была поддержана Е. П. Молдаванцевым (1934 г.) применительно к североуральским месторождениям бокситов.

А. Д. Архангельский является сторонником осадочного генезиса бокситовых месторождений. Источником свободного глинозема в верхних частях земной коры являются, по его мнению, полевошпатовые породы. Под действием сильных кислот (например, серной) могут происходить распад каолиновой молекулы и высвобождение глинозема, переходящего в раствор в виде сернокислого алюминия — $Al_2(SO_4)_3$.

В поверхностных водах алюминий образует с гумусовыми веществами устойчивые комплексы, которые могут переноситься на значительные расстояния. Осаждение глинозема происходит путем окисления гуматов алюминия Al (гум)₃, в среде, богатой кислородом. Затем под действием нейтральных солей (например, NaCl) происходят разрушение гумата алюминия и образование хлористого алюминия ($AlCl_3$). Хлористый алюминий при $pH > 5$ гидролизуются и дает гидроокись алюминия $Al(OH)_3$, переходящую затем в гидраргиллит $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$. Для этого процесса в природных условиях допустимо лишь небольшое содержание в бассейне кремнезема. В противном случае возможно образование алюмосиликатов, а не свободных окислов глинозема. В этом основная причина приуроченности прибрежных морских бокситовых месторождений к известнякам — породам, почти не содержащим кремнезема.

Итак, А. Д. Архангельский рассматривает бокситы как химические или коллоидно-химические осадки морских и озерных бассейнов, накопившиеся в результате привноса растворенных соединений глинозема и железа из областей выветривания.

Выделяют два основных типа бокситовых месторождений: морские месторождения геосинклинального типа и озерные месторождения платформенного типа.

Морские месторождения бокситов, приуроченные к геосинклинальным областям, обычно бывают связаны с известняками и имеют пластообразные формы рудных тел. Они представлены диаспоровыми рудами и содержат в значительном количестве лептохлорит. Характерным примером таких месторождений является «Красная Шапочка» на Северном Урале, залегающее среди известняков нижнего палеозоя (рис. 83).

Озерные месторождения бокситов, расположенные в пределах платформ, образуются в небольших континентальных озерах. Озерные отложения обычно бывают представлены песчано-глинистыми породами. По форме это линзовидные или неправильные залежи, представленные главным образом гидраргиллитовыми бокситами, содержащими незначительное количество лептохлорита и переходящими нередко в оолит-гидрогематитовые руды. Примером озерных

месторождений являются каменские мезозойские бокситы восточного склона Среднего Урала.

Результаты изучения бокситов в СССР освещены в книге «Бокситы, их минералогия и генезис» (1958 г.). Этот сборник написан по материалам совещания по генезису бокситов, состоявшегося в 1955 г. в Москве. Большинство геологов на совещании отстаивало осадочную теорию бокситообразования, но варианты ее у разных авторов были весьма различны.

Г. И. Бушинский (1971), отмечая большую убедительность теории А. Д. Архангельского и правильность прогнозов, сделанных на ее основе, отмечает ряд новых фактов, заставляющих пересмотр

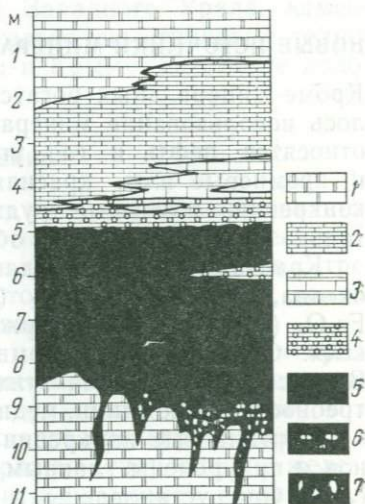


Рис. 83. Обобщенная геологическая колонка девонских бокситов геосинклинального типа Северного Урала. По Г. И. Бушинскому.

1 — известняки светло-серые, массивные; 2 — известняки темно-серые; 3 — мергели темно-серые и черные; 4 — бокситы серые, слоистые, с морской фауной; 5 — бокситы красные; 6 — гальки известняка; 7 — угловатые куски известняка

реть некоторые положения этой теории. Способность перемещения растворенного глинозема в речных водах в больших количествах и на значительное расстояние не подтвердилась. Вызывает сомнения образование бобовых бокситов только путем химического их осаждения. Возможно, что бобовины представляют собой окатанные обломочные зерна, причем существенную роль в их образовании играли механические процессы.

Морская фауна найдена в верхней части толщи североуральских месторождений бокситов в так называемом сером, или пестроцветном, горизонте. Мощная же толща нижележащих красных бокситов не имеет следов морского образования. По условиям залегания в карстовых воронках и закарстованных понижениях эти бокситы сходны с явно континентальными бокситами Ямайки.

Г. И. Бушинский разделяет бокситовые месторождения мира на три группы:

1) латеритную, или остаточную, — латериты и латеритные бокситы Индии, Африки, Бразилии;

2) осадочную континентальную (переотложенные латериты или платформенные бокситы) — месторождение Арканзас в США;

3) осадочную карстовую континентально-морскую (геосинклинальные бокситы) — девонские бокситы Урала.

Генетическую классификацию бокситовых месторождений дал и Д. Г. Сапожников (1974). Вопросы генезиса бокситовых месторождений обсуждались на XXV сессии Международного геологического конгресса в 1976 г. Из советских геологов с интересными докладами выступили Г. Р. Кирпаль, Д. Г. Сапожников, А. П. Никитина, В. А. Теняков и М. В. Пастухова (Минеральные месторождения, 1976). Геохимия бокситов Венгрии рассмотрена Г. Бардосси (Bardossy, 1958).

НОВЫЕ ИСТОЧНИКИ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ СО ДНА ОКЕАНА

Кроме минеральных богатств суши в последние 15—20 лет началось использование минеральных ресурсов со дна океана. К ним относятся нефть и газ, уголь, фосфориты, сера, известняковые и кремневые илы, красная глубоководная глина, марганцевые конкреции, железные руды. В настоящей работе остановимся только на трех последних образованиях.

Красная глина, находящаяся в глубинных частях Мирового океана, состоит из SiO_2 (50%), CaCO_3 (7%), Al_2O_3 (20%) и Fe_2O_3 (13%). В ней содержится 0,2% и более меди и до 0,7% никеля. Специфическим компонентом является метеоритная пыль. В перспективе добыча этих глин может обеспечить мировую потребность в алюминии, меди и никеле на многие годы.

Марганцевые конкреции широко распространены на дне океанов и приурочены главным образом к районам развития красных глин. Они установлены в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах. Состав конкреции следующий (в %):

	Тихий океан	Атлантический океан
Mn	32,4	18,0
Fe	18,5	18,0
Cu	0,8	0,2
Ni	1,14	0,3
Co	0,47	0,5

Запасы конкреций колоссальны и, кроме того, они все время возобновляются. Геологи и металлурги США доказали экономическую целесообразность и техническую возможность добычи марганца, никеля, кобальта и меди из железо-марганцевых конкреций.

Месторождения железных руд на дне океана известны в Ньюфаундленде, Канаде и Финляндии. Морское железорудное месторождение Вабана в Канаде обладает запасами 2 млрд. т высококачественной руды, содержащей 52% железа. Самый глубокий участок этого месторождения находится под водой на глубине 100 м.

КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХИМИЧЕСКИХ ОСАДКОВ ПО ФОРМАЦИЯМ

Морские отложения

Формация марганцовистых известняков — Усинское месторождение в Западной Сибири, залегающее в форме мощного пласта в толще мраморизованных известняков кембрия. Главная масса руд представлена марганцовистыми известняками, состоящими из манганокальцита и небольшого количества кварца.

Формация известково-доломитовая — многочисленные крупные месторождения известняков и доломитов в СССР, представляющие собой морские осадки различного возраста. Например, известняки верхнего карбона Западного Урала, каменноугольные известняки Донбасса, мергельно-известняковые толщи верхнего мела на Северном Кавказе и в Крыму, девонские доломиты Среднего Урала и др.

Прибрежно-морские и лагунные отложения

Формация опал-пирролюзитовая — крупнейшие пластовые месторождения марганца. К ним относятся Чиатурское месторождение (Закавказье) и Никопольское (УССР), связанные с третичными осадками. Руды окисные, состоят из пирролюзита, псиломелана, манганита, опала, глинистого вещества и др.

Формация шамозит-гётит-гидрогётитовая представлена крупнейшими осадочными месторождениями железных руд. К ней относятся Керченское месторождение третичного возраста (рис. 84) и Эльзасское месторождение юрского возраста в Западной Европе. Главные рудные минералы — гидроокислы железа (гидрогётит, гётит) и железистые хлориты (шамозит), встречаются также сидерит и в небольшом количестве окислы марганца. Руды обычно фосфористые.

Формация диаспор-бёмитовая представлена крупными пластовыми месторождениями бокситов в известняках. Это месторождения Северного Урала в силур-девонских известняках, месторождения Восточного Саяна в известняках и доломитах среднего кембрия и др. Руды состоят из диаспора, бёмита, гематита, гидрогётита, шамозита, гиббсита, сидерита и др.

Формация гипс-ангидрит-галитовая — крупные пластовые месторождения солей, залегающие среди осадочных толщ различного возраста. К ним относятся Артемовско-Славянское месторождение в Донбассе, представляющее собой огромную мульду пермских соленосных отложений, сложенных мергелями, глинами, гипсами, ангидритами и пластами соли. Последние состоят в основном из галита, чередующегося с прослоями ангидрита и глины. В Иркутской области находится крупный Ангаро-Ленский соленосный бассейн нижнего кембрия. Соленосная толща мощностью свыше 500 м представлена чередующимися пластами каменной соли, ангидрита, ангидрита-доломита и мергеля.

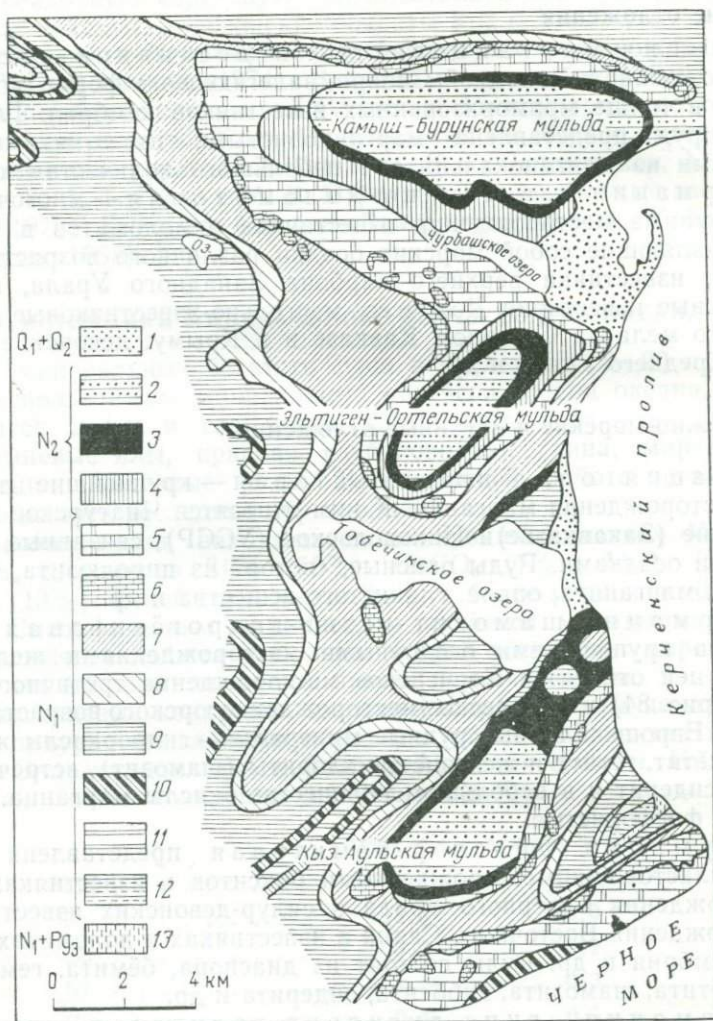


Рис. 84. Схематическая геологическая карта южной части Керченского бассейна.

1 — пески пересыпей, кос, террас; 2 — глины песчанистые и пески; 3 — бурые железняки; 4 — ракушечники глинистые — фалены, известняки; 5 — известняки детритусовые, глины; 6 — известняки мшанковые; 7—13 — глины: 7 — трепеловидные, 8 — зеленовато-серые, 9 — оливково-зеленые, 10 — слоистые с прослоями мергелей, 11 — с мергелями, известняками детритусовыми, 12 — с прослоями строматолитовых известняков, 13 — майкопские

Формация галит-карналлитовая — пластовые месторождения калийных солей СССР, Франции и других стран. Широко известно Верхнекамское месторождение калийных солей в Пермской области, залегающее среди отложений кунгурского яруса пермской системы. В месторождении различают следующие зоны (снизу вверх): галитовую, сильвинитовую и карналлитовую. Кроме основных минералов — галита, карналлита и сильвина — встречаются ангидрит, карбонаты (сидерит и магнезит) и халцедон.

Озерные и озерно-болотные отложения

Формация сидерит-лимонитовая — небольшие озерно-болотные месторождения в северной части СССР, Швеции, Финляндии и Канаде. Руды состоят в основном из глинистого лимонита и сидерита.

Формация псиломелан-гидрогётитовая — незначительные по величине месторождения марганца озерно-болотного типа. Они представлены смешанными железо-марганцевыми рудами, состоящими из гидроокислов марганца и железа, нередко присутствуют студенистый кремнезем и фосфаты. В качестве примера месторождений этого типа А. Г. Бетехтин приводит Абзелиловское на Южном Урале и Ново-Фирсовское (Алтай).

Формация галитовая — современные месторождения соли в озерах, например в Волгоградской области озера Эльтон и Баскунчак, на дне которых отлагаются пласты галита и глины.

Формация лимонитовая — древние озерные месторождения Липецкого и Тульского железорудных районов. Руда этих месторождений представляет собой в основном скопления гидроокислов железа, пронизывающих и цементирующих песчано-глинистые отложения. Характерна жеодовая текстура руд.

ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХИМИЧЕСКИХ ОСАДКОВ

Поисковые признаки месторождений химических осадков довольно разнообразны. В основу поисков должны быть положены стратиграфические признаки, так как рассматриваемые месторождения теснейшим образом связаны с вмещающими их осадочными породами и в большинстве случаев представляют собой одновременные с ними образования. Поэтому при поисковых работах очень важно установить опорные горизонты определенного литологического состава с характерной фауной.

Некоторые месторождения химических осадков приурочены к перерывам в осадкообразовании и расположены между двумя разновозрастными толщами (например, бокситовые месторождения Северного Урала). Поэтому следует обращать внимание на перерывы в стратиграфической колонке.

Важную роль играют структурные признаки, поскольку многие месторождения залегают в пологих мульдах (Керченское) или

крутых складках. При нахождении пластовой залежи в одном из крыльев антиклинальной или синклинальной структуры следует организовать поиски в другом крыле складки, где также возможно наличие пласта руды.

Большое значение при поисках описываемых месторождений имеет изучение фациального характера осадков, что отмечалось на примерах железо-марганцеворудных и других месторождений.

При поисках соляных месторождений необходимо учитывать изменение характера растительности, обращать внимание на солончаки, засоленные озера и отмечать выходы соляных источников. Кроме того, необходимо обследовать выходы гипсов или ангидритов, которые могут представлять собой шляпу соляной залежи.

ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХИМИЧЕСКИХ ОСАДКОВ

Поиск соляных месторождений химическими осадками должен проводиться в первую очередь по зонам, где в настоящее время функционируют предприятия, связанные с добычей солей. В первую очередь это относится к месторождениям калийных солей, где в настоящее время функционируют предприятия по добыче калийных солей. В настоящее время в этих месторождениях ведется добыча калийных солей. Кроме того, необходимо обследовать выходы гипсов или ангидритов, которые могут представлять собой шляпу соляной залежи.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Биохимические осадки образуются в результате жизнедеятельности организмов. Оболочка Земли, в которой распространены организмы, называется биосферой. Некоторые организмы концентрируют в себе очень большие количества тех или иных элементов. Примерами являются концентрации углерода в месторождениях ископаемых углей, углерода и водорода в нефти, кальция и углерода в известняках, кремния в диатомитах, фосфора и кальция в фосфоритах и др. Согласно данным В. И. Вернадского, в некоторых морских организмах содержание отдельных элементов во много раз выше по сравнению с окружающей средой. Так, например:

F, B, K, S	— в десятки раз
Br, Sr, Fe, As, Ag	— в сотни раз
Si, P	— в тысячи раз
Cu, I	— в десятки тысяч раз
Zn, Mn	— в сотни тысяч раз

Наряду с концентрацией в организмах элементов, выполняющих определенные физиологические функции (C, O, H, N, S, P, K, Fe), в них могут концентрироваться и редкие элементы. Так, например, в золе углей по сравнению с литосферой среднее содержание некоторых элементов выше:

Ge	— в 70—120 раз	Mo	— в 13 раз
Be	— в 30—150 раз	Ga	— в 7—10 раз
Co	— в 30 раз	Sn	— в 4 раза
Sc	— в 10—20 раз		

Поэтому зола некоторых каменных углей может представлять собой руду на редкие элементы.

Органогенно-осадочное происхождение имеют месторождения известняков, доломитов, мергелей, диатомитов, фосфоритов, урана, ванадия, серы и каустобиолитов. В данной работе рассматриваются лишь месторождения фосфоритов и серы.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФОСФОРИТОВ

Фосфориты — скопления фосфорнокислого кальция — образуются на дне моря за счет органических остатков. Фосфор входит как важная составная часть в твердые скелеты и мягкие ткани животных. Он содержится в скелетах рыб, раковинах брахиопод, ракообразных и в незначительном количестве в кораллах, гастроподах и простейших. Фосфориты образуются в местах массовой гибели организмов, чему могут способствовать различные причины:

изменение температурного режима вследствие встречи морских течений, изменение глубины, а следовательно, и давления при трансгрессиях и регрессиях моря, повышение солености морской воды в результате интенсивного испарения и др.

Условия современного образования фосфоритов более благоприятны в умеренных глубинах, где они встречаются часто совместно с глауконитом; в пелагических же отложениях они представляют большую редкость.

В противоположность рассматриваемой биохимической теории А. В. Казаков (1950) выдвинул гипотезу о химическо-осадочном

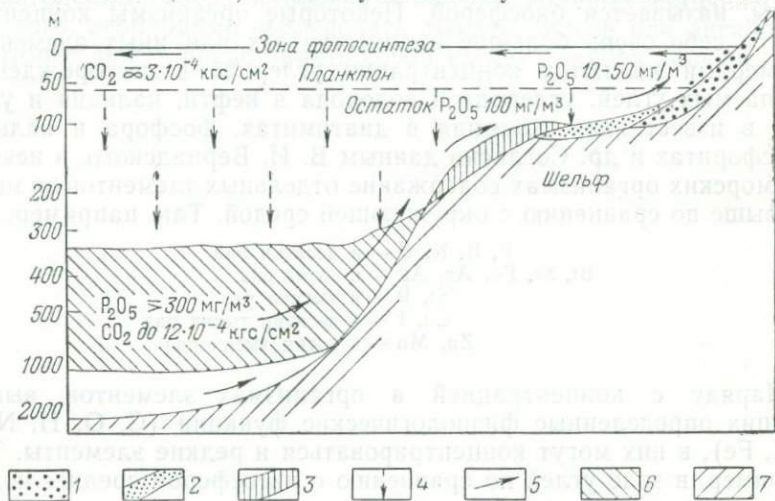


Рис. 85. Схема фосфоритообразования. По А. В. Казакову.

1 — фашия береговых галечников и песков; 2 — фосфоритная фашия; 3 — фашия известковистых осадков; 4 — падение остатков планктона; 5 — направление течений; 6 — зона максимума CO_2 и P_2O_5 в растворе; 7 — коренные породы под дном моря

образовании фосфоритов, согласно которой органический мир (главным образом планктон) играет не прямую, а косвенную роль в образовании фосфоритовых отложений. Сущность этой гипотезы заключается в следующем.

Фосфор, приносимый в моря реками, в поверхностных слоях воды (0—60 м) энергично поглощается организмами, вследствие чего содержание P_2O_5 здесь невысокое (5—50 мг/м³). Фосфаты, содержащиеся в гибнущих организмах, переходят в раствор под действием CO_2 , содержание которой на глубине связано с разложением органических веществ. Так как организмы разлагаются на глубине от 350 до 1000 м, эта зона и является наиболее обогащенной CO_2 и P_2O_5 . Содержание последнего здесь достигает 300—600 мг/м³.

Когда глубинные воды, богатые CO_2 и P, вследствие восходящих течений поднимались к поверхностной зоне шельфа, парциальное давление CO_2 уменьшалось и на глубине 100—150 м выпадал фосфат (рис. 85).

Среди фосфоритов известны платформенные и геосинклинальные месторождения. Платформенные месторождения возникали в широком климатическом диапазоне в пределах как гумидных, так и аридных зон. Такие платформенные месторождения известны на Русской и Сибирской платформах. Геосинклинальные месторождения формировались главным образом в обстановке аридного климата. Примером их может служить месторождение Каратау в Казахстане, где зона фосфатных пластов вытянута на 100 км при ширине 40—50 км.

По характеру строения пластов выделяют фосфориты желваковые и массивные. Первые характерны для платформенных месторождений, а вторые — для геосинклинальных.

В СССР известны следующие месторождения фосфоритов: Каратауское в Южном Казахстане (средний кембрий), фосфориты Южно-Русской впадины (сеноман), Егорьевское (юра, мел), Верхнекамское (нижний мел) и др.

Многие фосфориты характеризуются невысоким, но довольно постоянным содержанием урана, вследствие чего представляют интерес как урановые руды. Таковы, например, месторождения Алжира, Египта, Туниса, США и др.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕРЫ

Кроме месторождений серы, образовавшихся за счет вулканических возгонов (см. главу 15) и окисления сульфидов (см. главу 19), большое значение имеют осадочные месторождения серы, образовавшиеся биохимическим путем. Заражение морских и лагунных бассейнов сероводородом связано с деятельностью так называемых анаэробных бактерий, живущих в бескислородной среде. Эти бактерии разлагают не только органические вещества, но и сернокислый кальций, находящийся в морской воде. При процессе разложения сульфатов органическое вещество вследствие жизнедеятельности бактерий окисляется до CO_2 за счет кислорода сульфата.



Образующийся сульфид кальция может разлагаться под влиянием гидrolитического действия воды с выделением сероводорода.



Сероводород может разлагаться под действием серных аэробных бактерий.



Отмирая, планктон серобактерий может привести к отложению серы. Большая подвижность серы обуславливает широко развитые в природе процессы ее переотложения и перекристаллизации. Наиболее благоприятны для образования биогенных осадочных месторождений серы засоленные лагунные бассейны, в которых сера выпадает раньше гипса. Это подтверждается постоянной ассоциацией

сингенетических биогенных месторождений серы с пластами доломита, гипса, ангидрита, солей и битумов.

Биохимическим путем образовались месторождения серы в Советском Союзе (Поволжье и месторождения Предкарпатья) и Италии (Сицилия).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА И ВАНАДИЯ

Большую роль биохимические процессы играют в образовании осадочных месторождений ванадия и урана.

Наиболее вероятным первоисточником ванадия являются титаномagnetит и темноцветные минералы основных и ультраосновных пород, подвергшихся выветриванию. Извлечение ванадия из вод бассейна осуществляется планктоном, при гибели которого и диагенезе ванадий переходил в металлоорганическое соединение, а потом в более устойчивое соединение — роскоэлит $KV_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$. Минералы ванадия в осадочных месторождениях обычно сопровождаются углистым веществом (до 18%), а также соединениями молибдена, свинца, мышьяка и бария.

В многочисленных месторождениях урана в битуминозных глинистых сланцах (месторождения США, Норвегии, Швеции, Франции) уран связан с органическим веществом в виде ураноорганических соединений. Например, в кембрийских сланцах Швеции наиболее богатые концентрации урана приурочены к обособлениям особого органического вещества — так называемого «кольма». Содержание U_3O_8 в битуминозных сланцах Швеции 0,15—0,02%. В сланцах Чаттангуа (США) наиболее ураноносны тонкие слои почти чистых битумов.

К биохимическим осадочным месторождениям также относятся горючие полезные ископаемые: уголь, нефть, газ и горючие сланцы. Эти исключительно ценные и важные месторождения нами не рассматриваются. По ним имеется обширная специальная литература монографического и учебного характера.

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ПРОЦЕССЫ МЕТАМОРФИЗМА И ИХ РОЛЬ В ОБРАЗОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Процессы метаморфизма заключаются в преобразовании геологических тел в связи с изменением физико-химических условий: температуры, давления и концентрации компонентов. Эти изменения влияют на условия залегания тел полезных ископаемых, их морфологию, структуры и текстуры и, наконец, на минеральный и химический состав пород или руд. Для метаморфогенных месторождений характерны в основном высокая температура (более 300°C), большое давление (сотни и тысячи килограмм-силы на квадратный сантиметр) и образование на значительной глубине.

В большинстве случаев парагенезис минералов в метаморфогенных месторождениях подчиняется минералогическому правилу фаз В. М. Гольдшмидта, которое гласит: число одновременно присутствующих минералов в горной породе не может превысить число компонентов. В метаморфических горных породах обычно присутствуют девять главных окислов (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O), поэтому и число минералов в этих породах не может быть более девяти. Обычно в состав метаморфических пород входят два-три, реже пять-шесть минералов.

Изменение минеральных веществ осадочных месторождений начинается вслед за их отложением. Вначале это диагенетические процессы, затем катагенез и, наконец, собственно метаморфизм.

В результате диагенеза осадок превращается в плотную породу и нередко диагенез способствует образованию рудных концентраций. В стадию позднего диагенеза после уплотнения осадка происходит изменение текстуры породы и вследствие дегидратации появляются новые устойчивые минералы.

Катагенез — это образование эпигенетических рудных концентраций, обусловленное перераспределением рудных элементов, происходящее после диагенеза и литогенеза, но еще до метаморфизма. С катагенезом связаны перераспределение и обогащение рудными минералами цемента, замещение оолитов и органических веществ.

При процессах метаморфизма прежде всего изменяются минеральный и химический состав руд и пород и их физические свойства. Например, из гидроокислов железа образуется магнетит или гематит; вместо пиролюзита и манганита — браунит; на месте боксита — корунд, опал переходит в кварц, углистое вещество — в графит. Глинистые сланцы при метаморфизме превращаются в гранат-сланцевые сланцы. Образующиеся в процессах метаморфизма минералы (магнетит, гематит, браунит, корунд, кварц, графит, гранат и др.)

устойчивы при новых физико-химических условиях. С другой стороны, известно много минералов — самородная сера, гипс, алунит, ярозит, малахит, церуссит, гидроокислы железа и др., — устойчивых в экзогенных условиях, но неизвестных в метаморфогенных месторождениях.

При метаморфизме, как правило, образуются минералы с меньшим объемом, но с повышенной плотностью. В процессах метаморфизма повышение температуры вызывает образование минералов, поглощающих тепло, а понижение — минералов, выделяющих тепло.

Наряду с изменением минерального и химического состава при метаморфизме происходит значительное изменение первичных текстур и структур руд. Для метаморфогенных месторождений характерны сланцеватая, полосчатая, плочистая и брекчиевая текстуры. Под влиянием давления образуются структуры дробления или смятия. Нередко происходит полная перекристаллизация руд с образованием кристаллически-зернистых структур.

Метаморфизованные осадочные породы нередко сохраняют особенности первичного состава и строения. Работами М. А. Завалишина, Н. А. Львовой и В. П. Васильевой для протерозойской мамской слюдоносной толщи выявлено циклическое строение (табл. 26).

Таблица 26

Циклическое строение мамской слюдоносной толщи

Тип осадка	Метаморфические производные
Песчаные породы (псаммиты) Глинисто-песчаные (алевролиты) Известково-глинисто-песчаные (пелито-алевролиты)	Кварциты, биотит-кварцевые сланцы Биотитовые гнейсы Гранат-биотитовые гнейсы
Карбонатно-органические породы (пелито-алевролиты) Глинистые породы (пелиты)	Мраморы, скаполит-графитовые и амфиболовые сланцы Дистеновые и слюдяные сланцы

Установление цикличности и ритмичности древних немых метаморфизованных толщ имеет большое значение в их геологическом картировании и в поисках связанных с ними месторождений полезных ископаемых.

Метаморфогенные месторождения могут образовываться или в результате метаморфизма ранее образованных месторождений, или в результате метаморфизма горных пород. В соответствии с этим метаморфогенные месторождения подразделяются на две основные категории:

- 1) метаморфизованные, представляющие собой измененные ранее образовавшиеся месторождения;
- 2) метаморфические, представляющие собой измененные горные породы, которые вследствие процессов метаморфизма приобрели новые полезные качества.

Метаморфизованные месторождения возникают в результате метаморфизма ранее образовавшихся месторождений полезных ископаемых различного генезиса. Первоначально это могли быть осадочные бурожелезняковые или марганцевые месторождения, постмагматические месторождения черных или цветных металлов, залежи угля и некоторые неметаллические ископаемые. Наиболее значительно процессу метаморфизма подвергаются экзогенные месторождения, образовавшиеся осадочным путем. За счет их возникли крупные метаморфизованные месторождения: железорудные Кривого Рога, Курские (СССР), оз. Верхнего (США); марганцеворудные в Казахстане, Бразилии и Индии; золоторудные и урановые в конгломератах Южной Африки и др. Исходными минералами для образования метаморфизованных рудных месторождений очень часто являются гидроокислы Fe, Mn, Al, поэтому в образующихся окисных рудах, не содержащих гидроксил, процентное содержание полезного металла будет выше. Содержание вредного элемента — фосфора, столь обычного в осадочных железных рудах, в метаморфизованных железорудных месторождениях незначительное.

При образовании метаморфизованных месторождений широко развиты процессы метасоматоза. Так, например, в железистых кварцитах Курского месторождения наблюдается замещение первичного сидерита магнетитом, при этом хорошо сохраняется реликтовая пльчатая текстура кварцитов.

Кроме метасоматоза при метаморфизме иногда наблюдается переотложение веществ. Таким путем образовались, например, рудные жилы магнетита с брекчиевой текстурой в северной части Кривого Рога.

Поскольку агентами метаморфизма являются температура, давление и действие горячих минерализованных вод, то среди метаморфизованных месторождений выделяются соответственно три основных класса: пирометаморфизованные, динамометаморфизованные и сложного генезиса, в которых проявляются различные метаморфизирующие процессы.

Пирометаморфизованные месторождения

Пирометаморфизованные месторождения образуются при воздействии высокой температуры, связанной с внедрением новой интрузии на рудную залежь, что и вызывает ее своеобразный обжиг. Выделение месторождений этого класса довольно затруднительно, так как признаки пирометаморфизма еще недостаточно изучены. Примером этого типа месторождений является Балегинское железорудное месторождение в Западном Забайкалье. Здесь на контакте гранитов и кристаллических известняков залегают амфибол-пироксеновая порода, кристаллические сланцы и линзообразное рудное тело. Известняки, перекрывающие рудную залежь, на контакте с рудой переходят в змеевики. Руда представлена магнетитом

с выделениями змеевиков, а также волластонитовой и тремолитовой пород.

По данным Н. Н. Павлова, рудная линза возникла осадочным путем в карбонатных породах и вначале представляла собой залежь бурого железняка, которая затем была метаморфизована вследствие интрузии гранитов. Отсутствие во вмещающих породах и рудах граната не позволяет считать месторождение типично скарновым.

Пирометаморфизованными являются некоторые месторождения корунда, образовавшиеся из бокситов в результате воздействия на них интрузии гранитов. К пирометаморфизованному классу может быть отнесено также Курейское месторождение графита в Туруханском крае. Образование его связано с метаморфизмом пласта углей, залегавшего среди верхнекаменноугольных отложений, под влиянием интрузии сибирских траппов.

Динамометаморфизованные месторождения

Для месторождений этого класса основным метаморфизирующим агентом является давление, обусловленное нагрузкой вышележащих толщ горных пород или процессами орогенеза. Динамометаморфизм оказал влияние на многие рудные месторождения.

Пластовые залежи осадочных месторождений железных и марганцевых руд подвергались сложной складчатости, рассланцеванию, смятию, а иногда трещиноватости и дроблению. Динамометаморфизм проявился, например, на месторождениях типа железистых кварцитов Кривого Рога, Курских, оз. Верхнего (США), в ряде марганцевых месторождений Казахстана, Южной Африки, Бразилии и др.

По мнению ряда исследователей, многие колчеданные месторождения Урала изменены вследствие динамометаморфизма, что проявилось в изменении форм тел, образовании полосчатых текстур руд, рассланцевании, дроблении и перекристаллизации руд.

Месторождения сложного генезиса

Месторождения этого класса образуются под влиянием пиро- и динамометаморфизма и воздействия постмагматических водных растворов. Сюда относятся месторождения железных руд Кривого Рога, Курские, оз. Верхнего (США), месторождения золота и урана Витватерсранд (Южная Африка) и др. (Кренделев, 1974).

Месторождение Кривого Рога находится в Днепропетровской области и представляет собой одно из крупнейших месторождений железа в СССР. Это целый рудоносный район, приуроченный к полосе древних кристаллических пород длиной свыше 90 км. В геологическом строении района принимают участие архейские гнейсы, граниты, зеленокаменные породы и протерозойские песчаники, филлиты и сланцы. Среди сланцев залегают железистые кварциты

в виде полос, с которыми связаны залежи богатых мармитовых руд (рис. 86).

Я. Н. Белевцев (1967) происхождение отдельных рудных тел и типов руд Криворожского бассейна объясняет следующим образом.

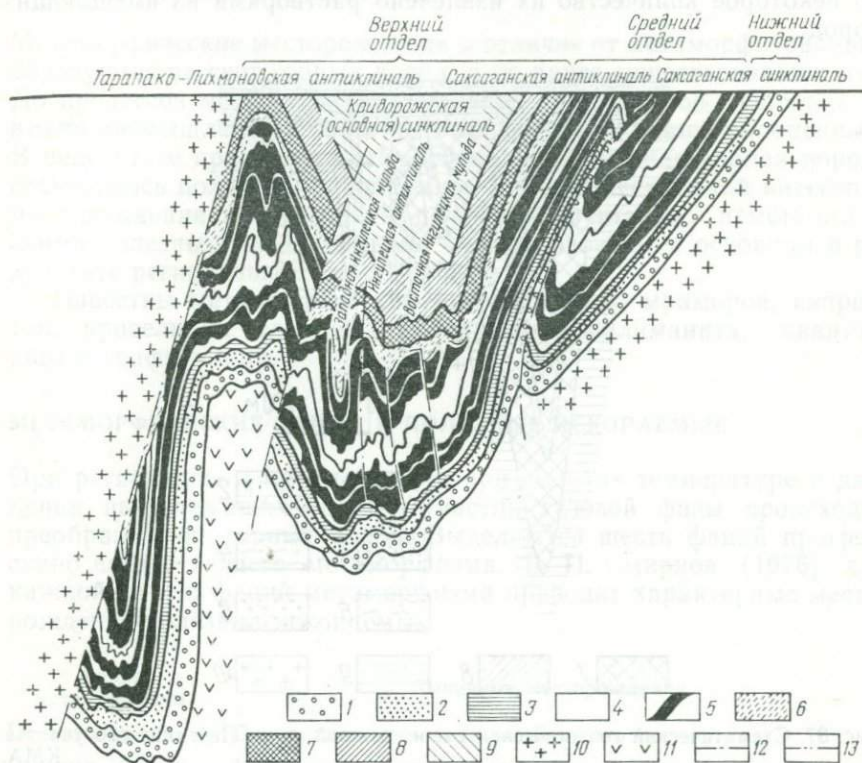


Рис. 86. Геолого-структурная схема месторождений Кривого Рога. По Я. Н. Белевцеву.

Протерозой: 1 — аркозы; 2 — филлиты; 3 — тальковые сланцы; 4 — сланцы железорудной формации; 5 — железистые горизонты; 6 — роговико-песчаный горизонт; 7 — кварц-серцитовые сланцы; 8 — углисто-графитовые сланцы; 9 — слюдисто-биотитовые сланцы. Архей: 10 — граниты; 11 — амфиболиты; 12 — тектонические нарушения; 13 — стратиграфические несогласия

Железорудная формация представляет собой сложную свиту пород, образовавшихся осадочным путем в обстановке частой смены фациальных условий осаждения. Последующий региональный метаморфизм привел к образованию железистых кварцитов. Пластообразные залежи мармитовых руд, залегающие среди джеспилитов, первоначально образовались в результате местного обогащения этих участков при осадконакоплении. Богатые мармитовые и мармит-гидрогематитовые руды Саксаганского района возникли в зонах смятия в результате выноса кремнезема и привноса

железа гидротермальными растворами, т. е. путем гидратометаморфизма. Гидротермальные растворы, связанные с межминерализационными структурами, циркулировали длительное время и изменяли свой состав. Большая часть элементов руд (Na, Ca, Fe, Mg) была вынесена гидротермами из магматического очага, но некоторое количество их извлечено растворами из вмещающих пород.

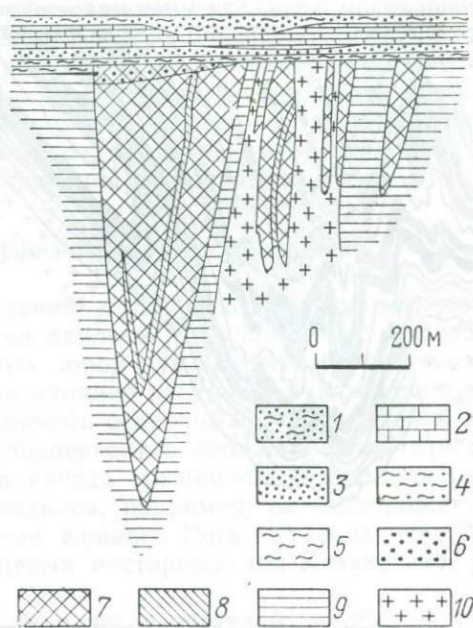


Рис. 87. Схематический геологический разрез южной части Лебединского участка КМА.

1 — почвенный слой и суглинок (Q); 2 — мергели и мел (C_2); 3 — пески (C_{2+1}); 4 — глина с прослоями песков (J_3); 5 — глина с прослоями песчаника (D_3); 6 — железные руды коры выветривания; 7—9 — протерозой: 7 — железистые кварциты, 8 — сланцы, 9 — сланцы, безрудные кварциты и гнейсы; 10 — диорит-порфириды

К метаморфизованным месторождениям сложного генезиса относятся также крупнейшие в СССР Курские железорудные месторождения. Эта группа месторождений занимает площадь 30 тыс. км² и обладает колоссальными запасами железистых кварцитов и крупными запасами богатых железных руд. В период 1950—1955 гг. были открыты и разведаны месторождения богатых руд Михайловское, Яковлевское и Гостищевское. В настоящее время в строй действующих предприятий Михайловский и Лебединский рудники (рис. 87).

Известны месторождения, образующиеся главным образом под влиянием метаморфизирующего действия постмагматических растворов, которые не только способствовали переотложению ранее сфор-

мированных рудных масс, но и образованию новых минералов за счет привноса тех или иных компонентов. Характерным примером таких месторождений является месторождение золота и урана Витватерсранд в Трансваале (Южная Африка).

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Метаморфические месторождения в отличие от метаморфизованных образуются за счет горных пород, а не ранее существовавших руд. До процессов метаморфизма исходное минеральное вещество не имело промышленного значения или, вернее, являлось малоценным. В результате процессов метаморфизма малоценная горная порода становилась полезным ископаемым. Относящиеся к этой категории месторождения представлены почти исключительно неметаллическими полезными ископаемыми. Они образованы в основном в результате регионального метаморфизма.

Известны метаморфические месторождения мраморов, кварцитов, кровельных сланцев, андалузита, силлиманита, кианита, яшмы, графита и др.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФАЦИИ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

При региональном метаморфизме при высоких температуре и давлении вышележащих толщ и участии газовой фазы происходит преобразование горных пород. Выделяются шесть фаций прогрессивно возрастающего метаморфизма. В. И. Смирнов (1976) для каждой из этих фаций метаморфизма приводит характерные месторождения полезных ископаемых.

Фация метаморфизма	Типичные месторождения
Цеолитовая	Самородная медь типа оз. Верхнего
Зеленых сланцев	Магнетит-гематитовые кварциты; золотоносные и ураноносные конгломераты
Глаукофановая	Силикатные марганцевые и цинковые руды; магнетит-амфиболовые сланцы
Амфиболовая	Железные руды таконитов и итабиритов; месторождения кианита, диаспора, силлиманита
Гранулитовая	Амфибол-пироксен-магнетитовые кварциты; гранаты, рутил
Эклогитовая	Месторождения рутила

В Институте геологии и геофизики СО АН СССР под руководством акад. В. С. Соболева выполнена крупная работа «Фаии метаморфизма» (1970), удостоенная Ленинской премии 1976 г. По словам акад. Д. С. Коржинского¹, это «капитальный труд, не имеющий аналогов в литературе».

¹ «Правда» № 97 от 6 апреля 1976 г.

Колчеданные месторождения Среднего Урала, разрабатываемые в течение более 60 лет, рассматривались до 1936 г. почти всеми исследователями как гидротермальные месторождения, связанные с гранитоидными интрузиями и образовавшиеся в рассланцованных и тектонически нарушенных метаморфических породах. Вмещающие колчеданные залежи полосы кварц-серицитовых сланцев на Среднем Урале представляют собой верный поисковый критерий, оправдавший себя в практике геологоразведочной службы.

После открытия на Южном Урале Блявинского колчеданного месторождения взгляд на генезис колчеданных месторождений существенно изменился, так как это месторождение во многом отличается от колчеданных месторождений Среднего Урала. Вблизи Блявинского месторождения нет кислых интрузий; вмещающие его породы не рассланцованы и не серицитизированы; форма рудного тела неправильная; в рудах отсутствуют полосчатые текстуры, но широко развиты колломорфные и друзовые текстуры руд; наряду с пиритом встречаются марказит и другие относительно низкотемпературные минералы.

Сопоставляя Блявинское месторождение и другие позже открытые колчеданные месторождения Южного Урала со среднеуральскими, а также учитывая пространственную приуроченность колчеданных месторождений Урала, Кавказа, Японии и других стран к вулканогенным породам и отсутствие колчеданного оруденения в глубинных, интрузивных породах, А. Н. Заварицкий (1950) высказал новую гипотезу об образовании колчеданных месторождений Урала. По его мнению, колчеданные месторождения Урала пространственно и генетически связаны с вулканогенными породами среднего палеозоя и имеют с ними общий глубинный магматический очаг. Месторождения образовались в результате сольфатарной деятельности путем замещения вулканогенных пород и их последующего метаморфизма. Южноуральские колчеданные месторождения сохранились до настоящего времени как близповерхностные, неметаморфизованные месторождения. Колчеданные же месторождения Среднего Урала подвергались глубокому метаморфизму, обусловившему рассланцевание вмещающих пород, сплющивание рудных тел, образование полосчатых текстур руд, полную перекристаллизацию руд, утративших свое первоначальное колломорфное строение, и т. д.

Идеи, высказанные А. Н. Заварицким, привлекли внимание советских геологов и послужили новым толчком к дальнейшему исследованию и поискам колчеданных месторождений на Урале. Гипотезу А. Н. Заварицкого о формировании колчеданных месторождений Урала в древних силур-девонских вулканогенных толщах, связи их с фумарольно-сольфатарной деятельностью и последующим глубоким метаморфизмом руд поддержали В. А. Заварицкий, С. Н. Иванов, В. П. Логинов, Т. Н. Шадлун, Н. А. Штрейс и др.

По мнению автора настоящей книги, при формировании колче-

данных месторождений Урала кроме метаморфизма важное значение имели глубина первичного образования колчеданных залежей и положение последующего эрозионного среза. Имеется целый ряд данных геологического, морфологического, структурного и минералогического характера, свидетельствующих о формировании Блявинского и других южноуральских месторождений на малой, а среднеуральских (Дегтярского и др.) — на более значительной глубине (Вахромеев, 1961).

РУДНЫЕ РЕГЕНЕРИРОВАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Немецкий ученый Г. Шнейдерхен в 1952—1953 гг. выдвинул новую гипотезу образования эндогенных, главным образом гидротермальных рудных месторождений. Ниже кратко изложены идеи Г. Шнейдерхена по русскому переводу книги «Рудные регенерированные месторождения» (1957) и некоторые критические замечания по поводу этой работы.

Г. Шнейдерхен признает магматическую схему формирования месторождений, разработанную П. Ниггли, но считает мало вероятным, чтобы каждый из многочисленных интрузивных циклов в земной коре давал собственный новый ювенильный ряд металлов. Он отрицает первичность и ювенильность металлов каждого интрузивного цикла, а также принцип «каждый ороген имеет свой халькоген». Г. Шнейдерхен считает, что со времени кембрия во всех рудоносных провинциях мира имели место только один или два главных первичных металлогенических орогенеза. В Евразии это был варисцидский (герцинский), а в Америке, в западной части Скалистых гор, — меловой — нижнетретичный металлогенические периоды. Более поздние орогенезы, по мнению Г. Шнейдерхена, были совершенно бесплодны в отношении новых первичных рудонакоплений. Но в ходе этих поздних орогенезов могли происходить процессы переотложения вещества первичных месторождений с образованием вторичных так называемых регенерированных месторождений.

Критические замечания по работе Г. Шнейдерхена о регенерированных месторождениях были высказаны как зарубежными, так и советскими учеными. Крупный немецкий ученый — специалист в области рудных месторождений и минераграфии П. Рамдор произвел специальное исследование руд метаморфизованных месторождений Раммельсберг, Витватерсранд и Брокен-Хилл. Он пришел к заключению, что на всех трех месторождениях вещество при метаморфизме не перемещалось на значительное расстояние, поэтому гипотезы, которые предусматривают очень большие перемещения вещества из уже существовавших сульфидных месторождений, недостаточно обоснованы.

А. Г. Бетехтин (1953 г.), критикуя работу Г. Шнейдерхена о регенерированных месторождениях, указывает, что эти представления решительно противоречат многим геологическим фактам, установленным на Карпатах, Кавказе, Дальнем Востоке и в других местах.

Совершенно непонятно с позиций Шнейдерхена, почему каледонско-варисские месторождения являются «первичными», а не могут быть «регенерированными» докембрийскими образованиями. А. Г. Бетехтин приходит к заключению, что идеи Шнейдерхена носят надуманный характер и не могут быть приняты.

В. И. Смирнов (1957 г.), хотя и признает возможность захвата рудных элементов ранней эпохи металлогении при более поздних процессах рудообразования, но высказывает ряд серьезных критических замечаний по этой гипотезе.

1. Отнесение Г. Шнейдерхеном первичной рудоносности земного шара только к одной или двум послекембрийским металлогеническим эпохам принять невозможно.

2. Проблема химизма процессов регенерации рудных месторождений, обычно сложенных неподатливыми к легкому растворению силикатами, окислами и сульфидами, совершенно не освещена.

3. Нельзя считать правильным, что концентрация вещества происходила в результате преобразования его последующей магматической, метаморфической или гидротермальной деятельностью. Шнейдерхеном не учитывается тенденция к распылению вещества, которая в этих условиях должна быть преобладающей.

4. Возможность образования новых месторождений за счет концентрации металлов из горных пород, где количество их в рассеянном состоянии грандиозно, Шнейдерхен вообще не рассматривает. Наиболее глубокая и развернутая критика теории регенерированных месторождений Г. Шнейдерхена дана Ф. И. Вольфсоном (1962 г.).

ФОРМАЦИИ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Формация магнетит-гематитовая — крупнейшие железорудные месторождения СССР и США в железистых кварцитах: Кривой Рог, месторождения Курские, Малый Хинган (Хабаровский край), оз. Верхнего (США).

Формация псиломелан-магнетит-браунитовая представлена марганцевыми месторождениями — Джездинское (Казахстан) и Индии, а также железо-марганцевыми месторождениями — Караджал (Казахстан) и Поперечное (Хабаровский край).

Формация родохрозит-бустамит-браунитовая — сильнометаморфизованные марганцевые руды, слагающие как небольшие (Магнитогорский район, Урал), так и крупные месторождения (Индия, Гана, Африка и Бразилия).

Формация золотоносных конгломератов представлена крупными месторождениями золота, урана и платиноидов, которые слагаются древними конгломератами, подвергшимися метаморфизму, обусловившему перекристаллизацию вещества и дополнительный привнос золота и других компонентов. Месторождения Витватерсранд (Южная Африка) и Блайнд-Ривер (Канада).

Формация метаморфизованных сульфидных руд — к ней многие исследователи относят медистые сланцы Мансфельда, колчеданно-баритовое месторождение Мегген на Ленне, может быть, колчеданно-полиметаллическое месторождение Раммельсберг близ Гослара и некоторые колчеданные месторождения СССР. Все эти месторождения образовались, вероятно, вначале осадочным или вулканогенно-осадочным путем, а потом были в различной степени метаморфизованы.

Формация графитовая — Курейское месторождение в Восточной Сибири, представляющее собой пласт сплошного графита, образованный за счет метаморфизма углей интрузией траппов, а также Завальевское месторождение на Украине, характеризующееся вкрапленностью графита в гнейсах, образованного за счет метаморфизма органического вещества

Формация мраморов — месторождения в докембрийских отложениях Карельской АССР, Урала, Забайкалья, а также месторождения среди палеозойских пород на Урале, Алтае, в Средней Азии и др.

Формация кварцитов — Шокшинское месторождение в Прионежье, месторождения в Московской области, Донбассе, Кузбассе, на Урале и др. Кварциты используются как строительный, огнеупорный, кислотоупорный материал.

Формация кровельных сланцев — Лярское месторождение на Кавказе, месторождения на Черноморском побережье и Урале.

Формация высокоглиноземистого сырья (андалузит, силлиманит и кианит) — Кейвское месторождение кианита, силлиманита и корунда в Якутской АССР и Кяхтинское месторождение силлиманита в Бурятской АССР.

ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Поиски метаморфогенных месторождений представляют собой трудную задачу, так как при этом приходится иметь дело с геологическими телами, состав, строение руд и форма залежей которых глубоко изменены. При поисках метаморфизованных месторождений необходимо учитывать прежде всего геологические условия их залегания, отделяя комплекс пород, синхронных с рудами, от комплекса последующих пород, перекрывающих первые.

Если рудоносный комплекс выходит на поверхность или залегает вблизи нее (как, например, в Кривом Роге), то применение петрографического и стратиграфического методов поисков может дать хорошие результаты. При залегании рудоносного комплекса на больших глубинах, а также в случае перекрывания его мощными толщами последующих отложений (например, Курские месторождения) поиск следует проводить лишь при помощи геофизических методов.

Несомненно, очень важное значение при поисках и разведках метаморфизованных месторождений имеют структурные признаки.

Необходимо учитывать также пострудные тектонические нарушения как пликвативного, так и дизъюнктивного характера.

Поскольку при процессах выветривания метаморфизованных месторождений железных, марганцевых, сульфидных и золотых руд происходит широкое рассеивание составляющих их компонентов, то можно применять для поисков этих месторождений металогеохимическую съемку.

Что касается метаморфических месторождений, то они представляют собой обычно крупные геологические тела, поиски которых следует выполнять, используя литологические и стратиграфические признаки.

В заключение следует отметить, что в настоящее время в Казахстане и в других республиках бывшего СССР активно ведутся поиски и разведка месторождений металлов и минеральных вод.

Формирование и развитие месторождений металлов и минеральных вод в Казахстане и в других республиках бывшего СССР в значительной степени зависит от геологического строения территории.

В Казахстане и в других республиках бывшего СССР в настоящее время активно ведутся поиски и разведка месторождений металлов и минеральных вод.

В Казахстане и в других республиках бывшего СССР в настоящее время активно ведутся поиски и разведка месторождений металлов и минеральных вод.

В Казахстане и в других республиках бывшего СССР в настоящее время активно ведутся поиски и разведка месторождений металлов и минеральных вод.

В Казахстане и в других республиках бывшего СССР в настоящее время активно ведутся поиски и разведка месторождений металлов и минеральных вод.

В Казахстане и в других республиках бывшего СССР в настоящее время активно ведутся поиски и разведка месторождений металлов и минеральных вод.

В Казахстане и в других республиках бывшего СССР в настоящее время активно ведутся поиски и разведка месторождений металлов и минеральных вод.

В Казахстане и в других республиках бывшего СССР в настоящее время активно ведутся поиски и разведка месторождений металлов и минеральных вод.

В Казахстане и в других республиках бывшего СССР в настоящее время активно ведутся поиски и разведка месторождений металлов и минеральных вод.

В Казахстане и в других республиках бывшего СССР в настоящее время активно ведутся поиски и разведка месторождений металлов и минеральных вод.

В Казахстане и в других республиках бывшего СССР в настоящее время активно ведутся поиски и разведка месторождений металлов и минеральных вод.

В Казахстане и в других республиках бывшего СССР в настоящее время активно ведутся поиски и разведка месторождений металлов и минеральных вод.

В Казахстане и в других республиках бывшего СССР в настоящее время активно ведутся поиски и разведка месторождений металлов и минеральных вод.

В Казахстане и в других республиках бывшего СССР в настоящее время активно ведутся поиски и разведка месторождений металлов и минеральных вод.

В Казахстане и в других республиках бывшего СССР в настоящее время активно ведутся поиски и разведка месторождений металлов и минеральных вод.

В Казахстане и в других республиках бывшего СССР в настоящее время активно ведутся поиски и разведка месторождений металлов и минеральных вод.

В изложенной работе были разобраны процессы образования рудных и нерудных месторождений в земной коре, рассмотрены их важнейшие геологические, морфологические и минералого-химические особенности и дан анализ определенных классов и типов месторождений согласно принятой генетической классификации. Значение вопросов теории в практике геологоразведочной службы было показано на конкретных примерах деятельности советских геологов.

В текущем пятилетии на основе бурного прогресса тяжелой промышленности — металлургической, топливной, химической, машиностроительной и энергетики — будет обеспечено быстрое развитие всех отраслей социалистического производства: сельского хозяйства, легкой и пищевой промышленности, транспорта и др. Выполнение этой задачи возможно лишь путем всемерного использования минерально-сырьевых ресурсов и создания мощной минеральной базы.

XXV съезд партии вынес определенное решение о развитии геологоразведочных работ в стране и о приросте запасов полезных ископаемых в недрах. Основные задачи десятой пятилетки в области геологоразведочных работ заключаются в следующем:

- 1) расширение геологоразведочных работ в целях дальнейшего увеличения минеральносырьевых ресурсов;
- 2) повышение экономической эффективности поисковых и разведочных работ и качества подготовки запасов полезных ископаемых;
- 3) обеспечение опережающего роста разведанных запасов минерального сырья по сравнению с темпами развития добывающих отраслей промышленности.

Необходимо усилить разведку месторождений коксующихся и энергетических углей, богатых и легкообогатимых руд для черной и цветной металлургии, сырья для атомной энергетики и производства минеральных удобрений, а также подземных вод.

Важной задачей является повышение технической оснащенности геологоразведочных работ и внедрение в производство нового высокопроизводительного оборудования. Предусматривается широкое применение прогрессивных геофизических и геохимических методов, а также использование новых космических и аэровысотных средств геологических исследований. Предлагается усилить геологоразведочные и научно-исследовательские работы по комплексному развитию производительных сил в зоне, лежащей вдоль Байкало-Амурской магистрали.

XXV съезд партии поставил перед геологической службой страны важные и ответственные задачи, для выполнения которых есть все необходимые условия.

1. Обширная территория СССР и развитие в ее пределах разнообразных геологических комплексов.

2. Разнообразие минеральных богатств, выявленных в пределах изученных горнорудных районов, и большие потенциальные возможности использования недр в недостаточно изученных и освоенных районах, особенно в восточной части Советского Союза.

3. Исключительно широкий размах геологоразведочных работ в стране и крупные успехи советских геологов в деле геологического изучения территории и выявления важнейших закономерностей развития земной коры.

4. Значительные достижения советской науки в области теории рудообразования, особенно для месторождений магматических, осадочных и коры выветривания.

5. Исключительное внимание со стороны Коммунистической партии и Правительства к развитию науки вообще и геологической службы в частности.

Итак, основные задачи специалистов в области геологии полезных ископаемых сводятся к следующему.

1. Выполнение региональных геологических исследований и установление основных закономерностей пространственного размещения полезных ископаемых в земной коре.

2. Дальнейшее развитие теории рудообразования, особенно в отношении генезиса постмагматических месторождений, имеющих весьма важное значение для промышленности.

3. Углубление знаний в области минералого-химических исследований, в частности изучение вещественного состава руд с помощью новейших методов, что очень важно для комплексного использования минерального сырья.

4. Усиление исследовательских работ по металлогении и структурам рудных полей и месторождений, что имеет большое значение для прогнозов о распространении оруденения и направлении поисковых и разведочных работ.

5. Широкое внедрение новой прогрессивной техники и улучшение методики геологоразведочных работ в стране. В частности, актуальное значение имеют геологическое изучение и разведка скрытых на глубине месторождений полезных ископаемых с применением современных геофизических методов.

6. Подготовка кадров специалистов по геологии и разведке полезных ископаемых, постоянное повышение квалификации каждого работника является одним из решающих условий успеха в деле создания минеральносырьевой базы страны.

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., Госгеолтехиздат, 1954. 295 с.
- Алмазные месторождения Якутии. М., Госгеолтехиздат, 1959. 527 с. Авт.: А. П. Бобриевич, М. Н. Бондаренко, М. А. Гневушев и др.
- Альбов М. Н. Вторичная зональность золоторудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960. 215 с.
- Ангари-Илимские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы. М., Госгеолтехиздат, 1960. 376 с. Авт.: Г. Н. Антипов, М. А. Иващенко, В. В. Корабельникова и др.
- Бабаев К. Л. Генетические типы эндогенных месторождений гранитоидного ряда и их классификация.— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, «ФАН», 1975, с. 54—65.
- Бейтс Р. Л. Геология неметаллических полезных ископаемых. Пер. с англ. под ред. П. П. Смолина и В. И. Финько. М., «Мир», 1965. 546 с.
- Белевцев Я. Н. Метаморфогенные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1967, с. 648—712.
- Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Николаенко В. И. Новая генетическая классификация эндогенных рудных месторождений.— В кн.: Современные проблемы эндогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 16—46.
- Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М., Изд-во АН СССР, 1946. 317 с.
- 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, 1955, с. 122—275.
- Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных месторождений с интрузивами.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 476—516.
- Бетехтин А. Г., Вольфсон Ф. И. К истории развития учения о рудных месторождениях в нашей стране.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 5—78.
- Беус А. А. Альбититовые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 303—307.
- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М., Изд-во АН СССР, 1955. 472 с.
- Бок И. И. Основы рудной геологии. Алма-Ата, «Наука», КазССР, Кн. 1, 1970, 431 с.; кн. 2, 1974, 255 с.
- Бородин Л. С. Карбонатиты и нефелиновые сиениты.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 8, с. 23—42.
- Ботвинников В. И. Минеральные ресурсы Сибири и Дальнего Востока. М., «Недра», 1975. 192 с.
- Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1971. 336 с.
- Бэтман А. М. Промышленные минеральные месторождения. Пер. с англ. под ред. В. М. Крейтера. М., Изд-во иностр. лит., 1949. 647 с.
- Валашко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М., Изд-во МГУ, 1962. 397 с.
- Вахромеев С. А. Руководство по минераграфии. Иркутское книжное изд-во, 1956. 264 с.
- Вахромеев С. А. Месторождения полезных ископаемых, их классификация и условия образования. М., Госгеолтехиздат, 1961. 463 с.
- Вахромеев С. А. Современное состояние генетических классификаций месторождений полезных ископаемых.— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, «ФАН», 1975, с. 49—54.
- Виноградов А. П. Геохимия изотопов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1954, № 3, с. 3—19.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных

типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.

Вольнский И. С. Определение рудных минералов под микроскопом. М., Госгеолиздат, т. 1, 1947, 267 с.; т. 2, 1947, 67 с.; т. 3, 1949, 338 с.

Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1962. 305 с.

Вольфсон Ф. И. Развитие учения о рудных месторождениях в СССР. М., «Наука», 1969. 324 с.

Газизова К. С. Геолого-структурные и генетические особенности медного месторождения Коунрад. М., Госгеолтехиздат, 1957. 120 с.

Генезис эндогенных рудных месторождений. Под ред. В. И. Смирнова. М., «Недра», 1968. 719 с. Авт.: В. И. Смирнов, М. Н. Годлевский, В. Д. Никитин и др.

Геологический словарь. М., «Недра», 1973, т. 1, с. 175—176.

Геология российской Якутии. М., «Наука», 1964. 207 с.

Германов А. И. О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1959, № 6, с. 26—39.

Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов.— «Геология рудных месторождений», 1960, № 1, с. 45—54.

Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 152—219.

Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Ч. 2. Геохимия и геология древней коры выветривания. М., Изд-во АН СССР, 1947. 133 с.

Главные типы стратиформных месторождений Казахстана.— В кн.: Минеральные месторождения. М., «Наука», 1976, с. 33—47. Авт.: Г. Н. Щерба, И. П. Новохатский, С. М. Сейфуллин, И. В. Покровская.

Глубинные разломы. Под ред. Ю. К. Дзеваневского. М., «Недра», 1964. 214 с.

Годлевский М. Н. Магматические месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 7—83.

Горбунов Г. И. Минерально-сырьевая база СССР. М., «Знание. Сер. наук о Земле», 1969, вып. 4. 47 с.

Григорьев Д. П. О генезисе натечных или метаколлоидных, колломорфных агрегатов минералов.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1953, № 1, с. 7—21.

Грицаенко Г. С., Рудницкая Е. С., Горшков А. И. Электронная микроскопия минералов. М., Изд-во АН СССР, 1961. 132 с.

Демидов В. В. Вещественный состав и условия формирования Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 3(5). Чита, изд. Забайк. отд. Географ. о-ва СССР, 1968.

Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969, с. 71—255.

Дзоценидзе Г. С. Горячие рассолы Красного моря и вопросы вулканогенно-осадочного генезиса.— «Геология рудных месторождений», 1972, № 5, с. 3—21.

Егоров Л. С. К проблеме происхождения карбонатитов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 1, с. 63—74.

Ежегодник Большой советской энциклопедии. Вып. 18. Изд-во «Советская энциклопедия». 1974, с. 149, с. 380, с. 404.

Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд. Харьков. ун-та им. М. Горького, 1950. 460 с.

Жариков В. А. Скарновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 220—302.

Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях.— В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 7—18.

Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 79—92.

Захаров Е. Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1953, № 5, с. 50—81.

Захарченко А. И. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. М., Госгеолтехиздат, 1955, с. 21—102.

Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Под ред. Н. Н. Курека. М., Госгеолтехиздат, 1954. 272 с. (ВСЕГЕИ. Труды) Авт.: И. И. Князев, Н. Н. Курек, Н. И. Наконник и др.

Ингерсон Е. Методы и проблемы геологической термометрии.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. Пер. с англ. Изд-во иностр. лит., 1958, с. 309—374.

Исаенко М. П. Определитель главнейших текстур и структур руд. М., «Недра», 1975. 229 с.

Источники рудного вещества эндогенных месторождений. Под ред. Ф. В. Чухрова. М., «Наука», 1976. 340 с. Авт.: В. И. Смирнов, Г. Д. Афанасьев, Л. В. Таусон и др.

Казаков А. В. Геотектоника и формирование фосфоритовых месторождений.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1950, № 5, с. 42—68.

Кора выветривания. М., Изд-во АН СССР, 1970, вып. 2, 279 с.; 1973, вып. 12, 318 с.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 332—452.

Коржинский Д. С. По вопросу геологии Криворожского железорудного бассейна.— В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.

Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М., «Наука», 1969. 110 с.

Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд. М., «Недра», 1965. 506 с.

Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970. 462 с.

Котляр В. Н. Некоторые вопросы генезиса вулканогенных гидротермальных месторождений.— «Тр. Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР», 1976, вып. 376, с. 29—35.

Кренделев Ф. П. Металлоносные конгломераты мира. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1974. 361 с.

Курс месторождений полезных ископаемых. Под ред. А. Г. Бетехтина и П. М. Татарина. Изд. 3-е, перераб. и доп. М., Госгеолтехиздат, 1964. 590 с.

Курс месторождений твердых полезных ископаемых. Под ред. П. М. Татарина и А. Е. Карякина. Л., «Недра», 1975. 631 с.

Кушнарев И. П. Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-фациальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении.— «Геология рудных месторождений», 1961, № 6, с. 3—26.

Ломоносов М. В. О слоях земных. Слово о рождении металлов от трясения Земли. М., Госгеолтехиздат, 1949. 212 с.

Магакьян И. Г. Главные промышленные семейства и типы руд.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1950, № 4, с. 241—267.

Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., «Недра», 1969. 222 с.

Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 107—121; с. 145—153. (Труды I Всесоюз. петрограф. совещ.).

Малин К. М. Жизненные ресурсы человечества. Изд. 2-е, доп. и исправл. М., «Наука», 1967, с. 118—186.

Медное оруденение и его парагенетические связи с другими полезными ископаемыми в осадочных формациях южной части Сибирской платформы.— В кн.: Стратиформные месторождения цветных металлов. Чита, изд. Забайк. отд. Географ. о-ва СССР, 1971, с. 27—30. Авт.: Л. Ф. Наркелон, Ю. Н. Безродных, Л. И. Трубочев, В. С. Салыхов.

Минеральные месторождения. М., «Наука», 1972, с. 7—19; 1976, с. 5—19. (Международ. геол. конгресс. Докл. сов. геол. XXIV и XXV сессии).

Минеральные месторождения. М., «Наука», 1976, с. 97—211. (Международ. геол. конгресс. Докл. сов. геол. XXV сессия).

Мовсесян С. А., Исаенко М. П. Комплексные медно-молибденовые месторождения. М., «Недра», 1975. 343 с.

Набоко С. И. Гидротермальные минерализующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, «Наука», 1974. 210 с.

Наркелюн Л. Ф., Трубочев А. И. Рудоносность древних осадочных толщ Кодаро-Удоканской зоны.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4, кн. 2. М., «Наука», 1975, с. 284—286.

Нестеров Н. В. Вторичная зональность золоторудных месторождений Якутии. М., «Недра», 1973.

Никитин В. Д. Пегматитовые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1967, с. 84—151.

Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 93—121.

Обручев В. А. Классификация месторождений.— В кн.: Рудные месторождения. М., изд. ОНТИ НКТП СССР, 1934, с. 17—18.

Обручев В. А. Рудные месторождения. М., Горгеонефтьиздат, 1934. 596 с.

Ольшанский Я. И., Иваненко В. В. Механизм переноса веществ при образовании гидротермальных месторождений сульфидов. М., Изд-во АН СССР, 1958. 76 с.

Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, вып. 2, 1955. 622 с. Авт.: А. Г. Бетехтин, Ф. И. Вольфсон, А. Н. Заварицкий и др.

Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. А. Рудные месторождения. Пер. с англ. под ред. В. И. Смирнова. М., «Мир», 1966. 545 с.

Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1958. 267 с. Авт.: В. М. Крейтер, В. В. Аристов, И. С. Волинский и др.

Проблемы постмагматического рудообразования. Прага, Изд-во Чехословацкой АН. Т. 1, 1963, 588 с.; т. 2, 1965, 595 с.

Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. Пер. с нем. А. Д. Генкина и Т. Н. Шадлун под ред. А. Г. Бетехтина. М., Изд-во иностр. лит., 1962. 1132 с.

Рехарский В. И., Рябчиков И. Д. Проблемы источников рудного вещества эндогенных месторождений.— «Геология рудных месторождений», 1975, № 4, с. 3—9.

Романович И. Ф. О классификации экзогенных месторождений полезных ископаемых.— Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка», 1975, № 8, с. 66—70.

Рудные регенерированные месторождения. Под ред. В. И. Смирнова. М., Изд-во иностр. лит., 1957. 251 с.

Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения. М., «Недра», 1971. 328 с.

Сапожников Д. Г. О генетической классификации бокситовых месторождений.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 14. М., «Наука», 1974, с. 15—23.

Сагпаев К. И. Некоторые методологические вопросы теории рудообразования на примере генезиса месторождений так называемых медистых песчаников гидротермального типа. ИГиН АН КазССР, 1952.

Сауков А. А. Геохимия. М., «Наука», 1966, с. 50—95.

Сечевича А. М. Природа гидротермальных рудообразующих растворов. М., «Недра», 1976. 167 с.

Смирнов В. И. Соотношение сингенетических и эпигенетических процессов при формировании стратиформных месторождений цветных металлов.— В кн.: Минеральные месторождения. М., «Наука», 1972, с. 7—20.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд. 3-е, перераб. и доп. М., «Недра», 1976. 688 с.

Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1951. 366 с.

Смирнов С. С. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1955. 248 с.

Смирнов С. С. Рецензия на статью Ниггли «Систематика магматогенных рудных месторождений».— В кн.: Академик С. С. Смирнов. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 226—233.

Смолин А. П. Структурная документация золоторудных месторождений. М., «Недра», 1975. 240 с.

Современные методы минералогического исследования. Под ред. Е. В. Рожковой. Т. 2. М., «Недра», 1969. 318 с.

Соколов Г. А. Хромиты Урала (их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения). М., Изд-во АН СССР, 1948. 127 с. (ИГН АН СССР. Труды. Вып. 97/12).

Спрингис К. Я. Морская геология и проблемы минерального сырья.— «Знание. Сер. наук о Земле», 1971, № 9. 48 с.

Страхов Н. М. Распределение железа в осадках озерных и морских водоемов и факторы, его контролирующие.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 4, с. 3—50.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд. 2-е. М., Изд-во АН СССР, т. 1, 1962, 212 с.; т. 2, 1962, 573 с.; т. 3, 1963, 550 с.

Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1963. 370 с.

Трофимов В. С. Генетические типы россыпей и закономерности их размещения.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Вып. 4. Россыпи. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 5—19.

Трушков Ю. Н., Избеков Э. Д. Эволюция россыпи.— В кн.: Минеральные месторождения. М., «Наука», 1976, с. 147—155.

Уайт Д. Термальные источники и эпitherмальные рудные месторождения.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., Изд-во иностр. лит., 1958, с. 91—158.

Фашиц метаморфизма. Под ред. В. С. Соболева. М., «Недра», 1970. 432 с.

Федорчук В. П. Телетермальные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 544—585.

Ферсман А. Е. Геохимия. М., Госхимтехиздат. Т. 1, 1933, с. 128—159; т. 4, 1939, с. 8—17.

Ферсман А. Е., Пегматиты. Изд-е 3-е. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1940. 712 с.

Фролов А. А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М., «Недра», 1975. 160 с.

Хейл А. В. Месторождения цветных металлов Верхнемиссисипской долины.— В кн.: Рудные месторождения США. М., «Мир», 1972, с. 11—41.

Хитаров Н. И., Арсеньева Р. В., Лебедев Е. Б. Опыты по оплавлению гранита в присутствии воды.— «Геохимия», 1957, № 5, с. 380—384.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955. 672 с.

Чухров Ф. В. О рудообразовании из вадозовых растворов.— «Геология рудных месторождений», 1974, № 3, с. 3—14.

Шахов Ф. Н. Текстуры руд. М., Изд-во АН СССР, 1961. 179 с.

Шило Н. А. Геологическое строение и коренные источники Яно-Кольмского пояса россыпной золотоносности. Магадан, 1960. 108 с. (ВНИИ-1. Труды. Вып. 63).

Щерба Г. Н. Грейзеновые месторождения.— В сб.: Генезис эндогенных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 378—442.

Эммонс В. Х. Изменение первичного оруденения с глубиной. М., ОНТИ, 1933. 40 с.

Эммонс В. Х. О механизме образования некоторых систем металлоносных рудных жил, связанных с гранитными батолитами.— В кн.: Геология рудных месторождений западных штатов США. М., ОНТИ, 1937, с. 311—335.

Юшко С. А. Методы лабораторного исследования руд. Изд. 4-е. М., «Недра», 1971. 344 с.

Amstutz G. C., Bernard A. J. Ores in sediments. New York, Springer, 1973. 350 p.

Bardossy G. The geochemistry of Hungarian bauxites. Acta geologica, Budapest, 1958, t. 5, fasc. 1—2, p. 103—155; t. 6, p. 1—53.

Eckermann H. Contribution to the knowledge of the alkaline dikes of the Alnögregion. Arkivf. Min. o. Geol. Kgl. Vet. Akad., 1960, Bd. 2, № 1, p. 12—24.

Emmons W. H. The basal regions of granitic batholiths.— «Jour. Geol.», 1933, vol. 41, p. 1—11.

Fryer B. J., Hutchinson R. W. Generation of metal deposits on the sea floor.— «Can. J. Earth Sci.», 1976, No 1, p. 126—135.

Gustafson Lewis B., Hunt John P. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile.— «Econ. Geol.», 1975, N 5, p. 857—912.

Heinrich E. W. The Geology of Carbonatites, Rand, Mc Nally and company, Chicago, 1966. 555 p.

Lindgren W. Mineral deposits. Third Edition New-Jork and London, 1928. 814 p.

Mackay R. A. The control of impounding structures on ore deposition.—“Econ. Geol.”, 1946, N 1, p. 13—46.

Manheim F. T. Red sea hot brin. Metal deposits.—“Acta Geol. Acad. Sci. hung”, 1973 (1974), vol. 17, N 4, p. 383—389.

Ore Deposits of the United States, 1933—1967. The Graton-Sales volum. John D. Ridge, editor. Neu-York, 1968. 660 p.

Routhier P. Les gisements Metalliferes. Vol. I—II. Paris, 1963. 1282 p.

Schneiderhöhn H. Erzlagerstätten. Kurzvorlesungen zur Einführung und zur Wiederholung, dritte vollständing und bearbeite Auflage. Veb Gustav Fischer Verlag, Jena, 1955. 501 s.

Scott H. S. The decrepitation method applied to minerals with fluid inclusions.—“Econ. Geol.”, 1948, N 43.

Stemprok M. Vertical zoning of mineralisation in the Cinovec granit massif. “Int. Geol. Congr. Rept 22 nd Sess. India. 1964. Pt 5”. New Delhi, 1964, p. 649—660.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Автореакционные скарны 146
 Аккумулятивные месторождения 92
 Аллювиальные россыпи 226
 Алмазные месторождения 93, 99
 Альбититовые месторождения 161, 163
 Алюминиевые руды осадочные 250, 253
 Амфиболовая фация метаморфизма 267
 Апатит-магнетитовые месторождения 145
 Апатитовые месторождения 100
 Апофизы 39
 Аридные условия образования осадочных месторождений 238
 Ассоциации минералов 51, 52
- Бактерии** 245, 259
 Биохимические осадочные месторождения 257, 260
 Биметасоматоз 131, 151
 Бокситовые месторождения коры выветривания 207
 Борные месторождения скарнов 153, 159
 Бушвельдский магматический комплекс 93, 98
- Вариации изотопов серы в рудах 64, 117
 Висячие залежи 99
 Вода при метаморфизме 117
 Водородный показатель 238, 239
 Вулканогео-осадочные месторождения 194
 Высокоминерализованные воды дна Красного моря 199
 Високотемпературные месторождения 171
- Газово-жидкие включения 59
 Генетическая связь 28
 Гидролиз 204
 Гидроксильные комплексы 126
 Гидротермальная гипотеза образования карбонатитов 144
 Гидротермально измененные породы 171, 174, 180
 Гидротермальные месторождения 169
 Гипогенная зональность металлоносных жил 133
 Гипотеза кислотно-щелочной дифференциации 122, 123
 Гипотеза образования пегматитов американских геологов 109
 — — — Ферсмана 105
 Гипотеза переноса минеральных веществ в истинных растворах минералов 124
 — — — в коллоидных растворах минералов 125
 — — — легкорастворимых соединениях простых ионных растворов 127
 Гипотеза переноса минеральных веществ комплексных ионно-молекулярных растворов 126
 Гипотермальные месторождения 79
 Гистеромагматические месторождения 93
 Глубина эрозионного среза 26
 Глубинные разломы 31
 Гомогенизация 60
 Горючие полезные ископаемые 5, 260
 Гравия месторождения 225
 Гранитные пегматиты 102
 Графит в скарнах 159
 Графита метаморфические месторождения 264, 271
 Грейзеновые месторождения 160, 165
 Грейзены 172
 Губчатая текстура 74
- Гумидные условия образования осадочных месторождений 237
- Декрепитация 61
 Делювиальные россыпи 208
 Дельтовые россыпи 226
 Диагема стадия 261
 Диаграмма «состав—парагенезис» 55, 153, 155
 Диффузия 129
 Донные залежи 95
 Дорудные дайки 50
- Железистые кварциты** 264
 «Железная шляпа» 216
 Железные руды осадочного происхождения 244, 248, 253
 Железо-магнезиальная ассимиляция 133
 Жилы 38, 39
 Жильные минералы 51
- Закрытые (замкнутые) системы 108, 111
 Запасы 16, 20
 Зеленокаменная фация метаморфизма 267
 Золото в зоне окисления 218, 221
 Золота метаморфические месторождения 264, 270
 Зональное строение скарнов 150
 Зона Беньюффа 34
 — вторичного обогащения 219
 — застойных вод 212
 — зрелых долин 233
 — окисления 216
 — просачивания 212
 — расширения долин 233
 — углубления долин 233
 — цементации 219
 Зональные гидротермальные месторождения 134
- Избирательный метасоматоз** 128
 Известковые скарны 146
 Изменение вмещающих пород 171, 174, 180
 Изотопный анализ 64
 Индикаторные текстуры лимонитов 223
 Инертный компонент 129, 130, 151, 152
 Инфильтрационные месторождения 208
 Ископаемые (древние) россыпи 230
 Истинные растворы 125, 239
 Источники вещества полезных ископаемых 117
- Каолинизация** 180
 Каолиновые месторождения 207
 Карбонатитовые месторождения 138
 Кимберлитовые трубки 99
 Кислотность — щелочность 122
 Классификация месторождений полезных ископаемых 79, 83
 Климатические условия формирования коры выветривания 204, 205
 Коллоидные растворы 125, 201
 Колчеданные месторождения 176, 177, 268
 Контактный метасоматоз 146
 Кора выветривания 203
 Косовые россыпи 229
 Критическая температура воды 169
- Латеритная кора** 203
 Ледниковые россыпи 226
 Лестничные жилы 41
 Ликвационные месторождения 94, 95
 Линейная кора выветривания 206

- Линзовидные залежи 39
 Лиственитизация 176
 Ложный плотик 227
- Магматическая ассимиляция 87
 Магматическая вода 116
 Магматическая гипотеза образования карбонатов 144
 Магматическая дифференциация 87
 Магматические месторождения 87
 Магматогенные месторождения 82
 Магнезиальные скARNы 153
 Марганцевые месторождения выветривания 210
 Марганцевые руды осадочного происхождения 253
 Медно-колчеданные месторождения 176, 177, 268
 Месторождения скARNов медные 158
 Медь в зоне окисления 216, 217
 Мезотермальные месторождения 79
 Месторождения бурых железняков коры выветривания 207
 Месторождения марганца и железа на дне современных океанов 252
 Месторождения полезных ископаемых 15
 Месторождения термальных источников 184
 Метаморфизм руд 261
 Метаморфизованные месторождения 263
 Метаморфические фации 267
 Метаморфогенные месторождения 261
 Метасоматическая колонка 131
 Метасоматически замещенные пегматиты 113
 Метасоматоз 128
 Метеорная вода 116
 Методы изучения полезных ископаемых 21
 Механические осадочные месторождения 225
 Мировые запасы 20
 Молекулярные, истинные растворы 239
- Направленность и необратимость истории формирования осадочных месторождений 237
 Неовулканические месторождения 184
 Нептунисты 8
 Нерудные (неметаллические) месторождения 15, 99, 100, 107, 177, 239
 Низкотемпературные месторождения 179
- Окварцевание 175
 Окисление 55, 216
 Окислительно-восстановительный потенциал 239
 Опережающая волна кислотных компонентов 123
 Опыты Р. Горансона 119
 Осадочные месторождения:
 — алюминия (бокситы) 249, 253
 — железа 244, 248, 253
 — марганца 244, 255
 — руд цветных и редких металлов 192, 197
 Остаточные месторождения 203
 Отделение гидротермальных растворов из магмы 118, 121
 Открытая система 109, 110, 111
 Отложение вещества из гидротермальных растворов 126, 127
- Парагенезис 51
 Парагенетическая связь 28
 Парагенетические ассоциации 51
 Пегматитовые месторождения 102
 Пегматитовые поля 103
 Первичная зональность рудных районов 133
 Перемещение гидротермальных растворов 123
 Перекристаллизованные пегматиты 110, 112
 Перенос осадков 245
- Переход полиморфных минералов 58
 Периодичность формирования осадочных месторождений 30, 262
 Пески 225, 226
 Пластовые залежи 37
 Пластообразные залежи 37
 Платиновые месторождения 97, 99
 Плотик 226
 Площадная кора выветривания 206
 Плутонысты 8
 Пневматолитовые месторождения 171
 Поверхностные изменения месторождений полезных ископаемых 212
 Погребенные (древние) россыпи 230
 Подвижный компонент 129
 Подзона богатых окисленных руд 221
 Позднемагматические месторождения 93
 Полигенное происхождение месторождений 193
 Полиметаллически-колчеданные месторождения 177
 Порядок кристаллизации солей 241
 Постмагматические рудные месторождения 115
 Пострудные нарушения 44
 Прибрежные россыпи 229
 Природнолегированные руды 207
 Промышленные кондиции 16
 Пропилитизация 180
 Профиль коры выветривания 206
 Пульсационная гипотеза 135
- Раннемагматические месторождения 93
 Рапное озеро 243
 Регенерированные месторождения 269
 Региональный метаморфизм 261
 Редких земель месторождения 102, 165
 Режим серы и кислорода 56
 Рекуррентия 174
 Реувинация 174
 Россыпные месторождения 225
 Руда 15
 Рудные месторождения 15
 Рудные минералы 51
 Русловые россыпи 228
- Свинец в зоне окисления 217
 Сегрегационные месторождения 93
 Седловидные жилы 39
 Серцитизация 174
 Силикатных никелевых руд месторождения 206
 Сингенетические месторождения 35
 Скарновые месторождения 146
 Скарноподобные породы 141
 Скарны 146
 Склонение 42
 Скорость разложения рудообразующих минералов 213
 Сложные россыпи 227
 Современное солеобразование 255
 Соли 239, 240, 243
 Сорбция 202
 Среднетемпературные месторождения 173
 Стадийная гипотеза П. Пилипенко 151
 Стадия рудообразования 135
 Стратифицированные интрузии 89
 Стратиформные месторождения 188
 Структура руды 65
 Сульфидные медно-никелевые месторождения 94, 99
 Сульфидный расплав 95
- Текстура руды 65
 Телетермальные месторождения 188
 Температура диссоциации минералов 58
 — плавления минералов 58
 Термолюминесценция 64
 Титаномангнетитовые месторождения 94
 Торфа 226
 Трубообразные столбообразные залежи 40

Ураносодержащие золотоносные конгломераты 264, 270

Фа́ция зеленых сланцев 267

Фени́ты 141

Физико-химическая природа постмагматических растворов 118

Фильтрационный эффект 136

Формации месторождений 29, 82

Фосфориты 257

Фузивные месторождения 92

Химизм процесса изменения приповерхностных частей сульфидных месторождений 214

Химическая природа гидротермальных растворов 122

Химические осадочные месторождения 236

Химический состав гидротермальных растворов 123

Хлоридные комплексы 126

Хлоритизация 176

Хромитовые месторождения 98

Цеолитовая фа́ция 267

Шток 37, 38

Штокверк 40

Щелочная стадия 122

Щелочной метасоматоз 160

Экзогенные месторождения 85

Экзогрейзены 166

Экзоскарны 148

Элементы-примеси 56

Элювиальные россыпи 208

Эндогенные месторождения 84

Эндогрейзены 166

Эндоскарны 148

Эоловые россыпи 229

Эпигенетические месторождения 35

Эпитермальные месторождения 79

Этап рудообразования 107, 120

Ювенильные магматические источники рудообразующих веществ 117

Ящичная текстура 224

Предисловие	3
Введение	4
Глава 1	
Краткий очерк развития учения о месторождениях полезных ископаемых	
Учение о месторождениях полезных ископаемых в период с XVIII в. до 1917 г.	7
Учение о месторождениях полезных ископаемых в СССР после Великой Октябрьской революции	10
Глава 2	
Понятие о полезных ископаемых и их месторождениях	
Основная терминология	15
Требования к промышленному месторождению	16
Состав земной коры и основные закономерности размещения в ней химических элементов	17
Развитие добычи полезных ископаемых и обеспечение человечества минеральным сырьем	19
Методы исследования месторождений	21
Глава 3	
Геологические условия образования месторождений	
Связь оруденения с интрузивами	24
Малые интрузии и отношение их к оруденению	27
Связь месторождений с формациями осадочных пород	29
Глубинные долгоживущие разломы и роль верхней мантии в образовании эндогенных месторождений	31
Глава 4	
Формы рудных тел и тектонические нарушения месторождений	
Пути движения рудоносных растворов	35
Формы рудных тел	36
Формы тел сингенетических месторождений	37
Формы тел эпигенетических месторождений	38
Морфологические типы рудных тел	41
Элементы залегания рудных тел и их отношения с вмещающими породами	42
Тектонические нарушения месторождений	43
Пликативные нарушения	44
Дизъюнктивные нарушения	45
Признаки, указывающие направление движений при сбросах	47
Отличия дорудных тектонических нарушений от пострудных	49
Глава 5	
Вещественный состав руд	
Парагенетические ассоциации элементов и минералов в рудах	51
Парагенетические соотношения в рудах, по А. Г. Бетехтину	53
Вредные и ценные примеси в рудах и комплексная переработка последних	56
Критерии и методы определения температуры образования руд	58
Минералогические методы	58
Использование газово-жидких включений в минералах	59

Понятие о методах исследования вещественного состава руд	62
Исследования в электронном микроскопе	62
Физико-химические методы исследования	63
О новых методах исследования	63
Глава 6	
Текстуры и структуры руд	
Основные понятия	65
Классификация текстур руд и краткая характеристика отдельных текстурных типов	66
Однородные (равномерные) текстуры	66
Неоднородные (неравномерные) текстуры	68
Генетическое значение текстур руд	76
Глава 7	
Классификация месторождений полезных ископаемых	
Принципы классификации	79
Генетические классификации	79
Классификация В. Линдгрена	79
Классификация В. А. Обручева	80
Классификация Е. Е. Захарова	80
Классификация В. И. Смирнова	81
Принципы классификации магматогенных месторождений С. С. Смирнова	82
Классификация, принятая автором	83
Классификация месторождений полезных ископаемых С. А. Вахромеева	84
Новая классификация эндогенных месторождений Я. Н. Белевцева	85
Глава 8	
Магматические месторождения	
Физико-химические условия образования	87
Геологическое строение магматических месторождений	88
Морфологические особенности магматических месторождений	89
Текстуры и вещественный состав руд	90
Зависимость состава руд от состава вмещающих пород	91
Классификация магматических месторождений	92
Кристаллизационные месторождения	93
Ликвационные месторождения	94
Формации магматических месторождений и их поисковые признаки	97
Глава 9	
Пегматитовые месторождения	
Физико-химические условия образования	102
Геологическое строение и морфология пегматитов	102
Строение пегматитов, их текстуры и структуры	104
Минеральный состав гранитных пегматитов	104
Генезис пегматитов	105
Гипотеза остаточных расплавов	105
Гипотеза метасоматоза	109
Гипотеза перекристаллизации магматических пород и их последующего метасоматоза	109
Классификация пегматитовых месторождений, их диагностические и поисковые признаки	111
Глава 10	
Условия образования постмагматических месторождений	
Связь оруденения с магматической деятельностью	115
О первоисточнике рудоносных растворов	116
Гипотеза Д. С. Коржинского о сквозьмагматических (транзмагматических) растворах	117

Физико-химическая природа постмагматических растворов	118
Причины движения растворов	123
Способы переноса полезных компонентов постмагматическими растворами	124
Метасоматоз и его роль в рудообразовании	128
Роль геологической среды в образовании постмагматических месторождений	132
Закономерности пространственного распределения руд	133
Первичная зональность	133
Фильтрационный эффект	136
Глава 11	
Карбонатитовые месторождения	
Общие сведения	138
Структурные условия нахождения массивов ультраосновных-щелочных пород	138
Геологическая характеристика и этапы развития массивов ультраосновных-щелочных пород	138
Строение, стадийность и вещественный состав карбонатитов	142
Генезис карбонатитовых месторождений	143
Формации месторождений	144
Глава 12	
Скарновые месторождения	
Общие сведения	146
Известковые скарны	146
Геологическое строение месторождений известковых скарнов	146
Условия залегания и морфология месторождений	148
Вещественный состав и текстуры руд	149
Зональное строение месторождений	150
Физико-химические условия скарнообразования, по Д. С. Коржинскому	151
Магнезиальные скарны	153
Условия образования магнезиальных скарнов	154
Классификация скарновых месторождений по формациям и их поисковые признаки	155
Глава 13	
Альбитовые и грейзеновые месторождения	
Общие сведения	160
Геологические и физико-химические условия образования	160
Альбитовые месторождения	161
Связь месторождений с интрузивами и зональность	161
Типы альбититов (апогранитов) и их генезис	163
Грейзеновые месторождения	165
Геология, фациальность и зональность месторождений	165
Морфология месторождений, вещественный состав руд и генезис	166
Глава 14	
Гидротермальные месторождения	
Физико-химические условия образования	169
Высокотемпературные месторождения	171
Геология, морфология и вещественный состав руд	171
Изменение рудовмещающих пород	171
Формации глубинных и приповерхностных месторождений	172
Среднетемпературные месторождения	173
Геология, морфология и вещественный состав руд	173
Изменение рудовмещающих пород	174
Формации глубинных и приповерхностных месторождений	176

Низкотемпературные месторождения	179
Геология, морфология и вещественный состав руд	179
Изменение рудовмещающих пород	180
Формации глубинных и приповерхностных месторождений	181
Поисковые признаки гидротермальных месторождений	182
Глава 15	
Неовулканические месторождения	
Общие сведения	184
Месторождения, связанные с термальными источниками	184
Эксталяционные месторождения	185
Геотермальные установки	187
Глава 16	
Телетермальные (стратиформные) месторождения	
Общие сведения	188
Геологические и структурные условия залегания	189
Морфологические особенности месторождений	189
Вещественный состав руд и зональность оруденения	191
Дискуссия о генезисе месторождений	192
Глава 17	
Вулканогенно-осадочные месторождения	
Общие сведения	194
Типы месторождений	194
Вулканогенно-осадочные месторождения железных и марганцевых руд	195
Вулканогенно-осадочные месторождения сульфидных руд и их генезис	197
Горячие рассолы Красного моря и их осадки	199
Глава 18	
Месторождения выветривания	
Коллоиды и их роль в образовании экзогенных месторождений	201
Разложение полевошпатовых пород при выветривании	202
Месторождения коры выветривания	203
Зональное строение и типы коры выветривания	205
Формации месторождений коры выветривания	206
Элювиальные и делювиальные месторождения	208
Инфильтрационные месторождения	208
Поисковые признаки месторождений выветривания	211
Глава 19	
Вторичная зональность месторождений	
Общие сведения	212
Химизм процессов, происходящих во вторичных зонах сульфидных месторождений	214
Зона окисления и подзона выщелачивания	216
Зона вторичного сульфидного обогащения и подзона окисного обогащения	219
Вторичная зональность золоторудных месторождений	221
Вторичная зональность железорудных и марганцеворудных месторождений	221
Текстуры лимонитов зоны окисления сульфидных месторождений	223
Глава 20	
Механические осадки	
Общие сведения	225
Аллювиальные россыпи	226
Морские и озерные (береговые) россыпи	229
	287

Древние россыпи	230
Морские подводные россыпи	230
Вторичное золото в россыпях	231
Зональное строение россыпей, по Ю. А. Билибину	232
Формации россыпных месторождений	233
Поисковые признаки аллювиальных россыпей	235

Глава 21

Химические осадки

Эволюция осадкообразования, по Н. М. Страхову	236
Типы осадочного процесса, по Н. М. Страхову	237
Физико-химические условия осадкообразования	238
Осадки, образующиеся из истинных растворов	239
Условия образования ископаемых соляных месторождений (гипотезы А. Оксенюса и М. Г. Валяшко)	241
Осадки из коллоидных растворов	244
Основные условия образования месторождений железа и марганца	244
Фашиальность железистых и марганцевистых осадков, по Л. В. Пустовалову	246
Формирование осадочных месторождений железных руд, по Н. М. Страхову	248
Генезис месторождений бокситов	249
Новые источники минерального сырья со дна океана	252
Классификация месторождений химических осадков по формациям	253
Морские отложения	253
Прибрежно-морские и лагунные отложения	253
Озерные и озерно-болотные отложения	255
Поисковые признаки месторождений химических осадков	255

Глава 22

Биохимические осадки

Общие сведения	257
Месторождения фосфоритов	257
Месторождения серы	259
Месторождения урана и ванадия	260

Глава 23

Метаморфогенные месторождения

Процессы метаморфизма и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых	261
Метаморфизованные месторождения	263
Пирометаморфизованные месторождения	263
Динамометаморфизованные месторождения	264
Месторождения сложного генезиса	264
Метаморфические месторождения	267
Метаморфические фации и полезные ископаемые	267
О метаморфизме колчеданных месторождений Урала	268
Рудные регенерированные месторождения	269
Формации метаморфогенных месторождений	270
Поисковые признаки метаморфогенных месторождений	271

Заключение	273
----------------------	-----

Список литературы	275
-----------------------------	-----

Предметный указатель	281
--------------------------------	-----

2 р. 10 к.

2930

НЕДРА