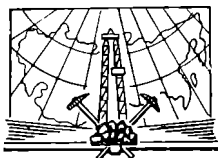


ГЕОЛОГИЯ
ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ

В. И. Смирнов

ГЕОЛОГИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКУПАЕМЫХ

В. И. Смирнов



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва 1965

ПРЕДИСЛОВИЕ

В основу книги положен материал лекций автора на геологическом факультете Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова.

Кроме общих сведений из области учения о геологии полезных ископаемых, в ней рассмотрены природные условия формирования магматической, пегматитовой, скарновой, карбонатитовой, гидротермальной, выветривания, россыпной, осадочной и метаморфогенной групп месторождений, а также структурные условия и региональные закономерности их размещения. Автор ставил целью выяснить как геологическую обстановку возникновения и развития месторождений полезных ископаемых разных генетических классов, так и физико-химические показатели этих процессов, сведения о которых в большинстве случаев, к сожалению, крайне ограничены. Таким образом, в книге дается оценка геологических и физико-химических условий образования эндогенных и экзогенных месторождений полезных ископаемых, возникающих на различных этапах сложных и длительных преобразований земной коры.

Как во всяком учебном руководстве, в одних разделах книги, где говорится о месторождениях, которыми автор занимался лично, преобладает оригинальный материал, в других — систематизированы результаты прежних и современных исследований, учитывающие, по возможности, достижения нашей страны и материалы зарубежных геологов.

При подготовке книги принималось во внимание, что будущие читатели уже знакомы с главными разделами геологии и с основами физической химии, поэтому многие базисные понятия и определения этих наук здесь не повторяются.

Книга освещает первый раздел учения о полезных ископаемых, вслед за которым читаются описательные курсы геологии рудных, нерудных и горючих полезных ископаемых, в которых рассматривается большой фактический материал, иллюстрирующий строение типичных месторождений. В этой работе месторождения описаны в ограниченных размерах лишь в качестве необходимых примеров.

Всем пятнадцати главам книги предпосланы эпиграфы, в большинстве случаев взятые из работ крупнейших советских геологов, достигших особенно значительных успехов в областях, освещаемых в той или иной главе;

иногда эпиграфом служат цитаты из трудов выдающихся русских мыслителей.

Подготовка книги заняла у автора четыре года. Заново проработанный за это время обширный материал показал, как много уже сделано для понимания условий возникновения богатств недр нашей планеты. Вместе с тем он раскрыл перспективы грандиозной работы, которую предстоит еще сделать для выяснения многих гипотетических сторон учения о геологии полезных ископаемых, для создания совершенной общей теории формирования месторождений минерального сырья. Поэтому автор рассматривает данную книгу с двух позиций: с одной стороны, в ней зафиксировано состояние наших знаний, с другой — приподнимается завеса в мир неизвестного в области генезиса полезных ископаемых.

За помощь в подборе некоторых материалов для книги автор благодарит Ю. С. Бородаева, Г. И. Бочарову, И. О. Брода, Е. М. Захарову и А. К. Матвеева. Автор с признательностью отмечает полезные советы, полученные при обсуждении рукописи этой книги от Г. Ф. Яковлева.

Глава первая

ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ И ИСТОРИЯ

Коммунистом стать можно лишь тогда, когда обогатишь свою память знанием всех богатств, которые выработало человечество.

*В. И. Ленин. Полное собр. соч.,
изд. 5, т. 41, стр. 315*

Месторождения полезных ископаемых представляют важнейшую составную часть естественных производительных сил человеческого общества. Советский Союз располагает мощной минерально-сырьевой базой. Однако в соответствии с главной экономической задачей нашей страны по созданию в течение двух десятилетий материально-технической базы коммунизма, запасы всех видов полезных ископаемых должны быть резко увеличены. Разведанные запасы к 1980 г. возрастут по горючему газу в 10 раз, по нефти в 4—5 раз, по бокситам в 17 раз, по цементному сырью в 5 раз, по цветным металлам в 2—3 раза, по фосфоритам в 1,7 раза и т. д. Нарастание запасов всех видов минерального сырья будет происходить во все усложняющихся условиях выявления новых и расширения границ старых месторождений, на возрастающих глубинах в обстановке сложных геологических структур. Советских геологов ждет напряженная творческая работа.

ПРОМЫШЛЕННОЕ РАЗДЕЛЕНИЕ

Месторождением полезного ископаемого называется участок земной коры, в котором в результате тех или иных геологических процессов произошло накопление минерального вещества, по количеству, качеству и условиям залегания пригодного для промышленного использования. Полезные ископаемые бывают газообразные, жидкие и твердые. К газообразным принадлежат скопления в недрах земли горючих газов углеводородного состава и негорючих, инертных газов, таких, как гелий, неон, аргон, криптон и др. К жидким относятся месторождения нефти и подземных вод. К твердым принадлежит большинство полезных ископаемых, которые используются как месторождения элементов или их соединений (железа, золота, бронзы и т. п.), месторождения кристаллов (горный хрусталь, алмаз и др.), месторождения минералов (ископаемые соли, графит, тальк и т. п.) и месторождения горных пород (гранит, мрамор, глина и т. п.).

По промышленному использованию месторождения полезных ископаемых разделяются на рудные, или металлические; нерудные, или неметаллические; горючие, или каустобиолиты, и гидроминеральные.

Рудные месторождения в свою очередь подразделяются на месторождения черных, легких, цветных, редких, радиоактивных и благородных металлов, а также рассеянных и редкоземельных элементов.

Нерудные месторождения распадаются на месторождения химического, агрономического, металлургического, технического, аграрного и строительного минерального сырья.

Месторождения горючих полезных ископаемых принято разделять на месторождения нефти, горючих газов, углей, горючих сланцев и торфа.

Промышленная систематика месторождений полезных

Металлические	Неметаллы			
Месторождения элементов или их соединений	Месторождения минералов		Месторождения кристаллов	
Руды металлов	Металлургическое и теплоизоляционное сырье	Химическое и агрономическое сырье	Техническое сырье и драгоценные камни	Пьезооптическое сырье
<p>Черных металлов Fe, Ti, Cr, Mn</p> <p>Легких металлов Al, Li, Be, Mg</p> <p>Цветных металлов Cu, Zn, Pb, Sb, Ni</p> <p>Редких и малых металлов W, Mo, Sn, Co, Hg, Bi, Zr, Cs, Nb, Ta</p> <p>Благородных металлов Au, Ag, Pt, Pd, Os, Ir</p> <p>Радиоактивных металлов U, Ra, Th</p> <p>Рассеянных элементов Sc, Ga, Ge, Rb, Cd, Jn, Hf, Re, Te, Po, Ac</p> <p>Редкоземельных элементов La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tu, Yb, Lu</p>	<p>Флюсы Плакиковый шпат Кальцит и доломит Полевой шпат и кварц Нефелин</p> <p>Огнеупоры и теплоизоляторы Графит Хромит Хризотил-асбест Вермикулит Тальк и тальковый камень Магнезит Кварцит Боксит</p> <p>Высокоогнеупоры Андалузит Силлиманит Клианит (дистен) Диаспор Дюмортьерит</p>	<p>Химическое сырье Галолиты (соли) Сера самородная Серный колчедан Арсенопирит Реальгар Аурипигмент Флюорит Барит Витерит Алуниг Целестин Стронцианит Кальцит Арагонит</p> <p>Агрономическое сырье Апатиты Фосфориты Калийные соли Селитры Бораты Датолит Турмалин Глауконит</p>	<p>Диэлектрики Мусковит Флогопит</p> <p>Абразивы Алмаз Корунд Топаз Гранаты Кварц</p> <p>Кристаллы-самоцветы Алмаз Изумруд Аквамарин Александрит Рубин Сапфир Шпинель Топаз Аметист и др.</p>	<p>Пьезокристаллы Пьезокварц Турмалин</p> <p>Оптические минералы Оптический флюорит Исландский шпат Оптический кварц</p>

Гидроминеральные месторождения разделяют на подземные воды питьевые, технические, бальнеологические, или минеральные, и нефтяные, содержащие ценные элементы в количестве, пригодном для их извлечения (бром, йод, бор, радий и др.).

Сводная схема промышленной систематики месторождений минерального сырья приведена в табл. 1.

Минеральное сырье используется для нужд промышленности как непосредственно, без предвзятельной переработки, так и для извлечения из него ценных, необходимых народному хозяйству, природных химических соединений или элементов. В последнем случае оно называется рудой.

Руда представляет собой минеральный агрегат, в котором содержание ценного компонента или компонентов достаточно для целей их промышленного извлечения. Таким образом, не всякое природное скопление минерального сырья является месторождением полезного ископаемого. К ним относятся только такие, которые обладают минимальным количеством этого сырья в недрах и соответствующим качеством

ископаемых (по Н. П. Ермакову с дополнениями)

ческие		Горючие		Гидро- и газоминеральные	
Месторождения аморфных и скрытокристаллических веществ	Месторождения горных пород		Месторождения жидкостей и газов		
Подолочное сырье и цветные камни	Строительные материалы и стекольно-керамическое сырье	Твердое топливно-химическое сырье	Топливно-химическое сырье	Рассолы, воды и газы	
Агаты Опалы Обсидиан Халцедон Яшма Родонит (орлец) Малахит Лазурит Нсфрит (и жадеит) Агальматолит Селенит Ангидрит Янтарь (и каури)	Строительные материалы Строительные камни (стеновые, кровельные, дорожные, бутовые) Облицовочные камни (мраморы, граниты, лабрадориты и др.) Каменные кислотоупоры (андезиты, фельзиты и др.) Сырье для каменного литья (диабазы, базальты и др.) Вяжущие материалы (мергель, известняк, глина, гипс) Наполнители (гравий, песок и др.) Гидравлические добавки (трассы, пемза, диатомиты и трепелы, менилитовые сланцы и др.) Минеральные краски (мел, охра, мумия и др.) Стекольно-керамическое сырье Стекольные пески Пегматиты Глины и каолины Лесс и суглинки	Гуммиты Торф Лигнит Бурый уголь Каменный уголь Антрацит Полусапропелиты Гагат Полубогхед Сапропелиты Богхед Горючие сланцы Асфальтит Антраколит Озокерит	Нефть тяжеляя нафтеновая Нефть легкая парафиновая Горючий газ	Пресные воды питьевого и технического снабжения Минеральные бальнеологические воды (углекислые, сероводородные, радиоактивные и др.) Соляные воды источников Нефтяные воды с Вг, J, В, Ра и др. Озерные рассолы Минеральные грязи и илы Негорючие, инертные газы He, Ne, Ar, Kr и др.	

руды. Количество минерального сырья в недрах называется его **запасами**. Качество минерального сырья, идущего на переработку, определяется содержанием в нем **ценных компонентов**. Для промышленной оценки некоторых видов полезных ископаемых, кроме того, имеет значение наличие в них **вредных компонентов**, затрудняющих переработку и использование руд. Чем выше содержание ценных и чем ниже концентрация вредных компонентов, тем больше ценность руды.

Минимальные запасы и содержание ценных компонентов, а также допустимое максимальное содержание вредных примесей в минеральном сырье, при которых возможна эксплуатация месторождений полезных ископаемых, называются **промышленными условиями**. Промышленные условия не являются строго определенными и раз навсегда заданными. Во-первых, они с развитием потребности человечества в минеральном сырье исторически меняются, а эти потребности растут необычайно бурно. Согласно В. Вернадскому, человек потреблял в древние века только 18 элементов, до 18 в. уже 25 элементов, в 18 в. круг их

расширился до 29 элементов, в 19 в. в него входило 47 элементов, в начале 20 в. он состоял из 54, а в середине 20 в. — из 80 элементов таблицы Менделеева, не считая 11 трансурановых элементов, выявленных к 1961 г.

В течение первой половины нашего века из недр Земли извлечено полезных ископаемых намного больше, чем за всю предыдущую историю человечества. Рост добычи железной руды, нефти и угля с конца прошлого до середины настоящего века показан на рис. 1. В разработку вовлекались массы все более и более бедных руд и снижались требования к качеству

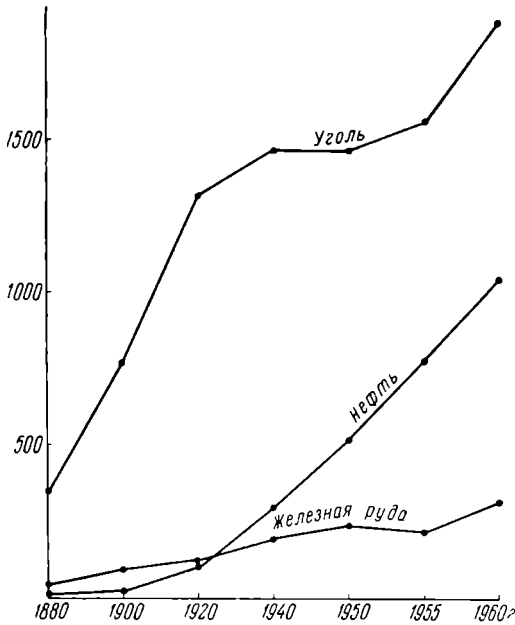


Рис. 1. Мировая добыча железной руды, нефти и угля (в млн. т)

минерального сырья. Так, например, среднее содержание меди в добываемой руде падало следующим образом (в %):

Начало 19 в.	10
1881—1890 гг.	5
1891—1900 гг.	3,8
1901—1910 гг.	2
1911—1920 гг.	1,6
1921—1930 гг.	1,5
Настоящее время близко к 1	

Во-вторых, промышленные пределы уменьшаются благодаря совершенствованию техники добычи и переработки минерального сырья.

В-третьих, промышленные кондиции на минеральное сырье различны для разных природных условий нахождения месторождений полезных ископаемых и определяются при помощи экономических расчетов (табл. 2).

Из этой таблицы следует, что чем выше ценность минерального сырья, тем ниже про-

мышленный кондиционный минимум как в части требований к запасам, так и к содержанию ценных компонентов.

Однако это содержание всегда больше среднего содержания ценных элементов в горных породах земной коры (их кларков). Для свинца оно выше кларка в 600 раз, для молибдена и урана в 200—250 раз, для меди и золота в 100 раз, для никеля, ванадия и цинка в 50 раз, для олова в 25 раз, для железа в 8—10 раз. Следовательно, месторождения полезных ископаемых представляют собой всего лишь местную повышенную концентрацию тех или иных элементов и их природных химических соединений

Таблица 2

Примерные минимальные промышленные кондиции для коренных рудных месторождений

Группа металлов	Типичные представители	Минимальные масштабы запасов, т	Минимальное содержание металла, %	Запасы крупных месторождений, т
Черные	Железо, марганец	Сотни тыс.	20—25	Миллиарды
Цветные	Медь, свинец, цинк, никель	Тысячи—десятки тыс.	0,5—1	Десятки миллионов
Редкие	Вольфрам, молибден, олово, ртуть	Десятки—сотни	0,1—0,2	Сотни тысяч
Радиоактивные	Уран, торий	Десятки—сотни	0,05—0,1	Сотни тысяч
Благородные	Золото, платина	Килограммы	0,0005	Десятки тысяч

на общем фоне их широкого рассеяния в земной коре. Причем количество ценных элементов, сконцентрированных во всех месторождениях земной коры, несопоставимо меньше их общего количества, рассеянного в горных породах Земли.

Сопоставление мировых запасов некоторых металлов с числом кубических километров горных пород, в которых в рассеянном состоянии находится то же количество этого металла, вскрывает ничтожность объема минерального сырья месторождений полезных ископаемых по сравнению с грандиозными массами его, рассредоточенными в земной коре (табл. 3).

Т а б л и ц а 3

Число кубических километров горной породы, содержащих рассеянный металл в количестве, равном запасам месторождений мира (без СССР)

Металлы	Кларк	Количество в одном км ³ горной породы, тыс. т	Мировые запасы металла, тыс. т	Соответствующее им количество металла в одном км ³
Ванадий	0,02	500	50	0,1
Олово	0,008	200	3 000	15
Никель	0,02	500	7 500	15
Молибден	0,001	25	600	24
Урап	0,0004	10	500	50
Цинк	0,02	500	5 000	100
Медь	0,01	250	100 000	400
Свинец	0,0016	40	28 000	700

Таким образом, любое месторождение полезных ископаемых представляет собой исключительное природное явление и задача геолога сводится к определению геологических и физико-химических условий, приведших к локальной концентрации минерального сырья на фоне его регионального рассеяния.

ИСТОРИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Развитие материальной культуры человеческого общества немислимо без освоения полезных ископаемых.

Еще в эпоху первобытнообщинного строя человек применял глыбы горных пород и примитивные изделия из них в качестве повседневного орудия мира и войны. Темное время каменного века продолжалось от 800 тыс. лет назад до 6 тыс. лет до н. э. на Древнем Востоке и до 4 тыс. лет до н. э. в Европе. В палеолите и мезолите использовались только обломки горных пород, в неолите появились первые лепные глиняные сосуды. Одним из первых металлов, добываемых человеком, было золото, находки которого известны за 12 тыс. лет до н. э. В бронзовый век, приблизительно чные границы которого определяются от 4 тыс. до 1 тыс. лет до н. э., человек открыл способ получения легкоплавких сплавов меди с оловом, свинцом, сурьмой и серебром и занялся добычей руд этих металлов. В последующий железный век наши предки начали ковать изделия вначале из метеорного железа, а затем из металла, выплавленного из железной руды. Метод получения железа из руды был разработан на Древнем Востоке — в Египте и Месопотамии — во 2-м тысячелетии до н. э.; в остальных странах (Америка, Австралия, острова Тихого океана) железо начали получать значительно позже — в начале нашей эры.

Нефть в качестве топлива применялась уже в бронзовом веке. Раскопки на берегу Евфрата установили существование нефтяных промыслов за 6—4 тыс. лет до н. э. Позднее в обиход человека вошел каменный уголь. Промышленное использование каменного угля впервые было, по-видимому,

осуществлено еще до н. э. В Европе уголь существенную роль начал играть в Англии, а затем в других странах Европы лишь с 17 в.

Интерес к природе полезных ископаемых появился у человека очень давно — на заре преистории человечества. Однако во все времена и у всех народов геология как наука особенно расцветала в те времена, когда она была тесно связана с насущными запросами человеческого общества.

На первые представления об условиях образования месторождений полезных ископаемых существенное значение оказали взгляды греческих философов Фалеса и Зенона. Фалес (640 лет до н. э.) считал воду наиболее важной стихией на Земле, первоисточником всего живого и мертвого; его можно считать отцом непунистов. В спорах с ним Зенон (340—270 лет до н. э.) утверждал, что основой всего земного является огонь; поэтому Зенона можно рассматривать как прародителя плутонистов. Эти две линии представлений о природе вещей в дальнейшем определили генеральные направления развития науки о полезных ископаемых, рождающейся в острых, нередко жестоких спорах между как явными, так и скрытыми поборниками лагеря непунистов и защитниками идей плутонистов.

Наивные суждения о горных породах, рудах и минералах содержатся в работах Гераклита (5 в. до н. э.), Аристотеля (4 в. до н. э.), в 36-томной «Естественной Истории» Плиния Старшего (1 в. до н. э.), китайского ученого Ли Си-цина, выпустившего в 950 г. книгу о минералах, растениях и животных. Более интересные сведения о рудах, минералах и самоцветах изложены в более поздних трудах мусульманских ученых Средней Азии и Азербайджана: Ибн-Сины, или Авиценны («Книга исцеления», 1023 г.), Аль-Бируни («Собрание сведений о познании драгоценных металлов», 1048 г.), Мухаммеда Насирэддина, или Туси («Учение о минералах»).

Среди исследователей месторождений полезных ископаемых средних веков выдающейся фигурой был Агрикола. За этим псевдонимом скрывался Георгий Бауэр, живший с 1494 по 1555 г. в Центральной Европе и изучавший месторождения, горное дело и металлургию Рудных гор. Это был человек реалистического склада ума, составивший ценное описание условий разработки месторождений полезных ископаемых в начале 16 в. Он уже различал горные породы и минералы, считал, что рудные жилы образованы растворами, циркулирующими в недрах Земли (соками земли); классифицировал месторождения по форме, выделяя жилы сложные и простые (*vena profunda*). Совершенно противоположны были представления другого крупного мыслителя Рене Декарта, жившего уже в 17 в. (1596—1650) преимущественно в Голландии. Он считал, что Земля не что иное, как остывающая звезда с раскаленным ядром; по его убеждению рудное вещество извлекалось из недр инъекциями и растворами и отлагалось в остывшей оболочке планеты.

Взаимоотношения между плутонистами и непунистами достигли высшего накала в 18 в. Лидер плутонистов — геолог-любитель из Шотландии Джеймс Хеттон (1726—1797) опубликовал в 1788 г. на английском языке книгу «Теория Земли». Он связывал формирование рудных жил с внутренними процессами Земли, считая, что они образованы двумя типами магматических расплавов — кремнистыми и сернистыми. Глава школы непунистов, популярный профессор Фрайбергской Горной Академии в Саксонии Абраам Готтлиб Вернер (1749—1817) выпустил в 1791 г. на немецком языке книгу «Новая теория образования жил», в которой стремился доказать, что рудные жилы формируются из водных растворов, притекающих сверху по трещинам горных пород, размывающих эти трещины и осаждающих в них рудообразующие минералы.

Вторая половина 18 в. и первая половина 19 в. протекали под знаком борьбы непунистов и плутонистов. Но постепенно эта борьба сглаживалась, так как становилось все яснее и яснее, что существуют месторождения, образованные как в связи с магматическими процессами внутренних глубинных частей Земли, так и созданные под воздействием внешних гео-

логических сил на поверхности планеты. Крайние гипотезы, претендующие на универсальное объяснение генезиса всех месторождений внутренними или внешними геологическими процессами, были оставлены, а дискуссия о глубинном или поверхностном происхождении локализовалась вокруг отдельных более или менее узких, хотя и важных групп полезных ископаемых.

К концу 19 и к началу 20 в. в области теории формирования месторождений полезных ископаемых сложилось несколько мировых научных школ. В наиболее сложной сфере теории рудообразования выделяются четыре основные школы: американская, немецкая, французская и советская.

Американское направление изучения месторождений полезных ископаемых отличалось явно выраженным креном в сторону анализа геологических структур, контролирующих процесс формирования и локализацию скоплений минерального сырья. В последнее время оно пополнилось значительными экспериментальными и расчетными исследованиями, стремящимися воспроизвести природные физико-химические условия формирования полезных ископаемых. Ряд американских геологов внесли существенный вклад в дело развития учения о геологии полезных ископаемых. В области рудообразования наиболее значительны труды А. Бэтмана, Дж. Бэйна, Л. Грейтона, В. Линдгрена, Т. Ловеринга, В. Ньюхауза, Дж. Спурра, С. и В. Эммонсов и др.

Немецкая школа рудообразования отличается тщательным изучением минерального вещества месторождений, обычно при довольно равнодушном и поверхностном отношении к проблеме геологического пространства и структурным условиям формирования рудных тел. Фундаментальные труды представителей этой школы по теории рудообразования связаны с именами В. Гольдшмидта, О. Эльснера, Ф. Зандбергера, Н. Магнусона, П. Ниггли, В. и В. Петрашеков (ст. и мл.), П. Рамдора, А. Циссарца, И. Фогта, Г. Шнейдерхена и др.

Французское направление разработки теории рудообразования знаменательно стремлением к региональному анализу металлоносности, заложенному трудами Л. Де-Лоне; выдающиеся работы по рудным месторождениям, кроме того, принадлежат перу Т. Бельта, Эли де Бомона, Ж. Фурнэ, П. Рутье и др.

Советская геологическая школа, ориентирующаяся на анализ всесторонних естественноисторических связей процессов формирования месторождений полезных ископаемых с геологической средой, будет кратко охарактеризована ниже.

Развитие учения о геологии угля в зарубежных странах связано с именами В. Готана, Данноберга, Г. Потанье, М. Стопса, Р. Тиссена и др. Крупные работы по геологии нефти и горючих газов принадлежат В. Гассоу, Г. Гефери, К. Кречиграфу, О. Ливорсену, Э. Лиллею, Дж. Уайту и др.

Историю развития научных представлений об условиях образования месторождений полезных ископаемых в Советском Союзе с известной долей условности можно разбить на шесть периодов: 1) древний — от древнейших времен до 17 в. включительно; 2) петровский период организации горной промышленности от 1700 до 1730 г.; 3) ломоносовский период заложения теоретических основ учения о полезных ископаемых с 1730 по 1775 г.; 4) период деятельности первых русских горных инженеров с 1775 г. по первую половину 19 в. включительно; 5) период развития капитализма в России, примерно со второй половины 19 в. до Великой Октябрьской социалистической революции 1917 г.; 6) советский период.

Д р е в н и й п е р и о д развития горного дела на территории республик Советского Союза уходит далеко в глубь веков. О нем свидетельствуют археологические данные и следы горной деятельности наших далеких предков, сохранившиеся в виде полузасыпанных древних горных

выработок и остатков примитивных установок по переработке минерального сырья. По археологическим сведениям разработка золота, серебра, меди, олова и ртути производилась в Западной Сибири, Казахстане, Средней Азии и Закавказье за 3—2 тыс. лет до н. э. Древние горные выработки и развалины старинных горно-технологических установок известны во всех районах распространения полезных ископаемых в СССР.

В Сибири, на Урале и на Алтае это так называемые «чудские» разработки, в Средней Азии — «китайские», а на Кавказе — «греческие» древние выработки. Остатки древних металлургических заводов («криц») и железных шлаков обнаружены в городищах 5—12 вв. на Волге, в Беломорье, в центральных районах европейской части России и на Северном Кавказе. Изучение их показывает, что периоды подъема экономической жизни народов совпадали с расцветом горного дела и не раз сменялись потерей интереса к нему в эпохи материального упадка и разорения, особенно в связи с набегами диких племен.

В средневековый период на территории Советского Союза примитивным способом разрабатывался уже довольно широкий круг полезных ископаемых. В него входили добывающиеся всюду различные каменные строительные материалы, каменные жернова, болотные и озерные, а также более глубоко залегающие осадочные лимонитовые и сидеритовые железные руды Русской равнины, руды золота, серебра, свинца, сурьмы и ртути Кавказа и Средней Азии, золота, меди и олова Казахстана и Западной Сибири, соли Урала и Двины, сера на Волге, а позднее пиррофиллит Волыни, янтарь Днепра и слюда («московит») Карелии. На Апшеронском полуострове Каспийского моря еще до начала н. э. огнепоклонники строили храмы, в которых «вечным огнем» горели выходящие из недр Земли нефтяные газы. Бакинская нефть добывалась в колодцах и вывозилась иноземцами, начиная с 6 в.

Никакой науки о геологии полезных ископаемых в этот период, естественно, не существовало, хотя сведения о них приводятся во многих старинных исторических документах. Так, например, о выделке железных руд на Руси упоминается в договоре Игоря (945 г.), летописи Нестора (1096 г.), в Русской Правде Ярослава. По оброчной книге известно, что в 1495 г. у Ильменского озера Новгородской области добывали железную руду до 700 «копачей». Размеры натурального налога с соляных варниц Двинской земли определены Уставной грамотой Святослава Ольговича в 1137 г. Иван III в 1488 г. писал «в моей земле руда золотая и серебряная есть». В «Книге Большого чертежа», составленной в 16 в. и содержащей описание всего Московского государства с прилегающими к нему странами, имеются указания о ряде известных к тому времени месторождений полезных ископаемых. Сведения о сокровищах недр нашей земли имеются также в арабских, персидских, греческих и китайских письменных источниках, плохо изученных, к сожалению, с этой стороны.

Поиски, разведка и разработка месторождений осуществлялась на добровольных началах инициативными группами лиц. Во главе их находились предприимчивые мастера разного социально-общественного уровня, много ходившие по рудным местам и набившие глаз на рудных приметах, так называемые «рудознатцы». История сохранила сведения о целых династиях таких рудознатцев: Бабины, Светешниковы, Свешниковы, Строгановы, Трубкины, Тумашевы и др. А весь период их активной деятельности иногда называют периодом «рудознатцев».

В 1584 г. в Москве был организован и просуществовал около 200 лет Государев приказ Каменных дел, призванный в основном обеспечивать строительными материалами сооружение дворцов, храмов и крепостей. Примерно с этого времени по челобитным рудознатцев стали снаряжаться государственные экспедиции для поисков различных ценных полезных ископаемых. Первая правительственная экспедиция по поискам серебра была направлена Иваном III на Печору в 1491 г. под руководством Андрея

Петрова и Василия Болотина. В 1617 г. туда же была послана экспедиция Бертеньева и Левонтьева, обнаружившая в 1620 г. в пермских песчаниках медные руды. В 1636—1640 гг. экспедиция Хрипунова на Ангаре занималась поисками серебряных руд. В 1640 г. письменный голова Яналей Бахтеяров вел розыск руд по Витиму и в других районах Сибири. Василию Пояркову, выехавшему в 1643 г. из Якутска на Зею и Шилку, было наказано «серебряные руды велеть при себе весом плавить и сколько руды весом будет и то записывать».

В 1661 г. дьяку Василию Шпилькину был дан указ «для сыску серебряной руды» отправиться на Канин Нос и на р. Косью «тое де руду знал мезенец Алешка Маштуков». В 1663 г. экспедиция стрельцов Ивашки Блинова, Ивашки Харитоновы, Треньки Иванова и Микидонки Котова была направлена проверять известие о серебряных рудах «в Перми Великой в Чердыни, за горою прозвище Полоненного, меж Вагран-озером на болоте». В Олонецкий уезд для розыска медных руд в 1666 г. выезжала экспедиция Новгородского гостя Семена Гаврилова. В 1672 г. за Урал в Сибирь на поиски серебряных руд была направлена крупная группа Якова и Венедикта Хитровых.

Петровский период отвечает времени укрепления феодально-абсолютистской монархии на Руси, общему политическому и экономическому подъему государства и связанному с ним развитию горного дела и металлургии, призванных удовлетворять резко возросшие мирные и военные нужды страны в рудах и металлах. Для руководства ими Петром I в 1700 г. был создан Приказ Рудокопных дел, в 1717 г. реорганизованный в Государственную Берг- и Мануфактур-Коллегию. С целью поощрения поисков и разработки месторождений полезных ископаемых была издана серия правительственных актов, сведенных в 1719 г. в «Горную привилегию», просуществовавшую до 1782 г. и позволяющую вести розыск минерального сырья на любой земле. «Соизволяется всем и каждому дается воля, каково б чина и достоинства не был, во всех местах, как на собственных, так и на чужих землях — искать, копать, плавить, варить и чистить всякие металлы: сиречь — золото, серебро, медь, олово, свинец, железо, також и минералов, яко селитра, сера, купорос, квасцы и всяких красок потребные земли и каменя».

С другой стороны, лица, скрывающие свои открытия, привлекались к суровому наказанию. В одном из пунктов «Горной привилегии» по этому поводу со свойственной петровской эпохе жестокостью указывалось: «Мы уповаем, что каждый наш верный подданный сими прибыточными привилегиями или жалованными грамотами к собственному своему всенародному российскому обогащению подвижен будет оные подземные богатства приискивать и заводы заводить. Против же того тем, которые изобретенные руды угодят и доносить о них не будут или другим в сыскании, устройении и расширении тем заводам запрещать будут, объявляется наш жестокий гнев и неотложное телесное наказание и смертная казнь и лишения всех имений, яко непокорливому и презирателю нашей воли и врагу общенародной пользы».

Берг-Коллегии было предписано: «оказывать желающим всю возможную помощь и всякие способы показать, каким образом с той рудой и минералами наилучше поступати, и в доброе и неубыточное состояние произвести». Берг-Коллегия издавала инструкции по поискам месторождений полезных ископаемых и их разработке, а с 1720 г. при ней была открыта пробирно-химическая лаборатория для оценки качества обнаруженных минеральных залежей.

Одновременно с развитием частной инициативы организуются крупные государственные экспедиции для поисков полезных ископаемых. Указом 1697 г. «послан грек Леводиас с 10 товарищами отыскивать в Сибири серебряные руды». «В сем 1702 г. сыскана в Нерчинске серебряная руда и первая была выплавка серебра» (А. Пушкин. История Петра).

В отличие от экспедиций 17 в. они ориентируются не только на открытие серебра и золота, но также на обнаружение и оценку других более прозаических видов минерального сырья. Можно отметить серию походов Григория Капустина в разные районы страны для поисков угля, князя Бекевича-Черкасского в Бухару за «песочным золотом», И. Гмелина и С. Крашенинникова в Сибирь и на Камчатку (в составе группы В. Беринга) и ряд других «хорошо оснащенных и от ворового защищенных экспедиций».

В 1721 г. на Урале, при Кунгурском, Уктусском и Алапаевском заводах были открыты первые горнозаводские школы.

Интересы общества к открытиям сокровищ недр были столь велики, что в первом же номере первой русской газеты, называвшейся «Ведомости о военных и иных делах, достойных знания и памяти, случившихся в Московском Государстве и в иных окрестных странах», вышедшем 2 января 1703 г., была напечатана статья о месторождениях нефти и меди на р. Соку.

В 1718 г. состоялось открытие Кунсткамеры, в минералогическом отделе которой была экспонирована коллекция минералов и руд, купленная Петром I за границей и послужившая основой для отечественных минералогических музеев.

В 1725 г. была учреждена Российская академия наук, в научном журнале которой, называвшемся «Исторические, генеалогические и географические примечания» (начал выходить в свет в 1728 г.) печатались статьи о металлургии и рудокопной науке, месторождениях нефти, асбеста, минеральных вод и других полезных ископаемых.

Таким образом, в этот период появились первые научные работы о месторождениях минерального сырья. Все они носили исключительно описательный или методический характер и вопросы теории формирования полезных ископаемых в них практически еще не затрагивались. Примером таких произведений, помимо статей, печатавшихся в «Ведомостях» и «Примечаниях», могут служить сочинения выдающихся практических деятелей и просветителей петровского времени В. И. Геннина и В. Н. Татищева. В. И. Геннин (1678—1750), автор первого русского Горного Устава, в течение двадцати лет руководивший горными заводами Олонецкого края и Урала, оставил обстоятельный обзор («абрисы») работы заводов, в которых имеются сведения о горных породах и рудах этих районов.

В. Н. Татищев (1686—1750) автор первой «Истории Российской» и «Горного Устава», работавший в Сибири с перерывами с 1720 г. и управлявший казенными заводами на Урале с 1734 по 1737 г., оставил содержательную для того времени характеристику природы Сибири. В этом исследовании имеются главы «о внутренних земли», «о солях или минералах», «о рудах металлей» и «о полуметаллях» Сибири со сведениями о месторождениях строительных камней, солей, каменного угля, руд золота, серебра меди, олова, свинца, железа и ртути, а также «полуметаллей», к которым он относил залежи марказита.

Сам Петр I, властной рукой встряхнувший вялое течение жизни России, считал развитие горного промысла важным государственным делом и несмотря на свою необычайную обремененность, лично им постоянно интересовался и зорко следил за его развитием. Путешествуя за границей в составе «Всевеликого Посольства» в 1697—1698 гг. он знакомился с плавкой серебра из руд Фрайберга в Саксонии, с коллекциями руд, минералов и окаменелостей в Польше, Германии, Дании, Голландии и Англии. Он осматривал месторождения соли в Величке, железа под Тулой, угля в Донбассе, указав в последнем случае по поводу каменного угля, что «минерал сей, если не нам, то потомкам нашим вельми полезен будет». Находясь в Лондоне и не имея возможности вследствие занятости осмотреть геологический музей, он испросил разрешения ночевать в нем, чтобы на сон грядущий со свечой в руках изучить его коллекции.

Петр (царствовал с 1682 по 1725 г.) вел особую тетрадь «О познании всяких руд», куда записывал разные сведения из этой области. М. В. Ломоносов позднее сказал о Петре, что были «отверсты внутренности гор сильною и трудолюбивою его рукой». Петровское время отличается расцветом горной промышленности в России, которая по производству железа, меди и свинца очень быстро заняла первое место в мире. В начале 16 в. Россия производила ежегодно до 16 тыс. *t* чугуна, до 5 тыс. *t* меди, до 2,2 *t* серебра и до 3,2 тыс. *t* пищевой соли.

Ломоносовский период развития наших знаний о полезных ископаемых выделяется не только для того, чтобы отдать традиционную в истории наук дань уважения М. В. Ломоносову, который «лучше сказать, сам был первым нашим университетом» (А. С. Пушкин), а потому, что его трудами в нашей стране были заложены первые, самые ранние основы теории формирования месторождений минерального сырья. М. В. Ломоносов (1711—1765) впервые познакомился с полевой геологией и месторождениями полезных ископаемых (рудные, соляные, угольные) во время заграничной научной стажировки с 1736 по 1741 г. у Х. Вульфа, И. Генкеля и И. Крамера в Гессене, Рудных горах, Богемских горах и Гарце (Германия). М. Ломоносов в письме к В. Татищеву в 1749 г. сам признавал, что «главное мое дело есть горная наука, для которой я был нарочно в Саксонию послан». В серии его последующих работ, часть которых была опубликована после смерти ученого, он развивал блестящие и хорошо теперь известные идеи, во многом опередившие взгляды крупнейших геологов 18 и даже 19 вв.

М. В. Ломоносову мы обязаны созданием научной базы теории минералонакопления, на основе которой в конечном итоге выросла русская и советская школа прикладных геологов. Различные стороны учения о полезных ископаемых, их поисках и оценке изложены в следующих важнейших сочинениях М. В. Ломоносова: «Первые основания металлургии или рудных дел» (написана в 1742 г., опубликована в 1763 г.); «О слоях земных» (написана в 1750 г., напечатана в 1763 г.); «Слово о рождении металлов от трясения земли» (написана и опубликована в 1757 г.); «Проект собирания минералов» и «Известие о сочиняемой Российской Минералогии» (1763 г.).

Прежде чем задержаться на основных теоретических положениях М. В. Ломоносова в области геологии полезных ископаемых, необходимо сделать два замечания, Во-первых, надо постоянно иметь в виду, что в ту эпоху науки еще не были так дифференцированы, как позднее и особенно как в наше время. Поэтому при М. В. Ломоносове «Металлургия» объединяла все, что связано с полезными ископаемыми, их разработкой и переработкой — начиная от современной геохимии и кристаллографии и кончая горячей и холодной обработкой металлов. Во-вторых, работы М. В. Ломоносова не являются ровными. В них наряду с выдающимися научными положениями, открытыми им законами природы, имеются наивные и ошибочные суждения, отвечающие общему, достаточно низкому уровню развития науки в середине 18 в.

М. В. Ломоносов выделял горные породы, соли, горючие ископаемые (уголь и нефть) и руды. Последние он в свою очередь разделял на четыре главные группы: 1) «рудные жилы, которые не что иное суть, как в горах щели, разные минералы и руды в себе содержащие», 2) «слои в горах горизонтальные», 3) «гнездовые руды», 4) «на поверхности земной находящиеся» (пески с золотом, болотные и полевые железные руды). Соли он считал осадками морских соленых вод. Происхождение угля связывал с углефикацией торфа, говоря «коль горные угля с турфом сродни, конечно они из турфа родились»...

Нефти он приписывал органическое происхождение, связывая образование ее в глубинах земли с перегонкой растительной органики подземным жаром. По этому поводу у М. В. Ломоносова написано «выгоняется

подземным жаром из приготавлиющихся каменных углей она бурая и черная масляная материя, и вступает в разные расселины и полости... И сие есть рождение жидких разного сорта горючих и сухих затверделых материй, каковы суть каменное масло, жидковатая смола, нефть, гагат и сим подобное...»

Среди рудных месторождений он различал жильные, поверхностные осадочные и поверхностные россыпные. Генезис рудных жил М. В. Ломоносов трактовал довольно сложно. Он полагал, что нерудные минералы осаждались в трещинах из подземных водных растворов, заимствующих минеральное вещество из вмещающих пород, а металлические соединения привносились в них парами «серными и арсеникальными духом противными». Природу жильных месторождений он понимал точнее, чем, скажем, А. Вернер, на родине которого М. В. Ломоносов изучал рудные залежи. Он рассматривал образование жильных месторождений в развитии, путем заполнения различным минеральным веществом последовательно открывающихся трещин, свидетельством чему были: 1) «разное жил взаимное пересечение», показывающее, что «перечная жила с другой частью не в сутки лежащая, преврана и раздвинута новой щелью, которая после того металлом наполнилась» и 2) «швы между жилами, и меж самою горою, сквозь которую жилы проходят», в связи с чем «швы состоят часто из материи от горы и от жильных минералов разной, за тем что жила со временем шире отворилась, минералы от горы отстали и дали место новой материи». Кроме того, М. В. Ломоносов очень образно и точно описал явления послерудной сбросовой тектоники жил и их приповерхностного обогащения.

Россыпи он объяснял разрушением коренных месторождений, полагая «и нигде искать их толь не надежно как по рекам, у коих на вершинах есть рудные горы».

В трудах М. В. Ломоносова очень внимательно описаны условия образования торфа и с поэтическим вдохновением — происхождение янтаря. Целый раздел «Первых оснований» посвящен детальной характеристике руд золота, серебра, свинца, олова, меди, железа, сурьмы, мышьяка, висмута и ртути.

Судя по трудам М. В. Ломоносова, он не имел представления о магме. При этом нетрудно было скатиться на примитивную и достаточно консервативную платформу непутистов. Однако он сохранил цельное и самостоятельное мировоззрение, значительно более универсальное и объективное, чем представления непутистов и плутонистов, взятые порознь или вместе. Все это показывает, что М. В. Ломоносов по праву считается основоположником передовой теории формирования полезных ископаемых в нашей стране. Он положил начало конкретному изучению их залежей в природе и лаборатории, постоянно стремился рассматривать их генезис в развитии, в естественноисторической связи с вмещающими комплексами горных пород, во всех случаях старался дать в руки геолога точные руководящие данные, направляющие его деятельность по выявлению природных сокровищ недр.

Труды М. В. Ломоносова содержат ценный материал по элементам закономерностей размещения полезных ископаемых, геологическим предпосылкам поисков («общим» и «партикулярным»), методам и технике поисковых работ, разведки и оценки месторождений, обеспечивающих «надежду рудокопов».

Период деятельности первых русских горных инженеров связан с открытием в 1773 г. Санкт-Петербургского Горного училища, в 1804 г. реформированного в Горный кадетский корпус, а в 1834 г. переименованного в Институт корпуса горных инженеров (теперешний Ленинградский горный институт). Это мероприятие было связано с необходимостью обеспечения образованными специалистами развивающейся горнометаллургической промышленности России. К концу

18 и в первой половине 19 в. в России наряду с сильно выросшей горной промышленностью на Урале появились новые районы горной добычи, такие, как Алтай, Западная Сибирь, Забайкалье. Разработки велись и в старых горнорудных провинциях Карелии и Русской равнины. Расширился круг полезных ископаемых, добываемых из недр русской земли. Эксплуатировались месторождения железа, меди, свинца, золота, серебра, каменных строительных материалов, солей, серы, слюды, цветных и драгоценных камней. Командные должности в горной и металлургической промышленности заняли питомцы Горного института. Воспитанные на официальном для этого времени ученье Фрайбергской горной школы в своей практической деятельности они сталкивались с невозможностью объяснить с нептунистических позиций природу большого количества месторождений полезных ископаемых, особенно рудных.

Многие из них под давлением реальной действительности вынуждены были отказаться от идей вернерианцев и самостоятельно вырабатывать реалистические взгляды на геологию месторождений, опираясь на передовые традиции русской ломоносовской школы. Отражение такого перелома в умонастроении первых русских горных инженеров и их борьбу с элементарными и консервативными идеями Вернера можно найти в серии статей, опубликованных в «Горном журнале», который начал выходить в 1825 г. К числу таких статей, авторы которых увязывали формирование рудных залежей не с осаждением минерального вещества из поверхностных вод, а с внедрением огненножидких масс из глубин земли, относятся, например, работы К. Бутенева (1835), Ю. Колобова (1836), Л. Соколовского (1836), А. Узатиса (1839) и др.

Научные воззрения описываемого периода о геологии полезных ископаемых концентрировались преимущественно вокруг Горного журнала, Горного Института и его питомцев, а также Ученого Комитета Департамента горных и соляных дел, созданного в 1807 г. вместо Берг-Коллегии.

Однако в это время в России были и другие научные коллективы, в которых хотя и не так широко, более эпизодически, затрагивались проблемы генезиса месторождений полезных ископаемых. Прежде всего следует отметить деятельность натуралистических экспедиций Академии наук, направляемых в Сибирь, на Урал, Казахстан и в другие провинции России. В фундаментальных отчетах таких участников этих экспедиций, как С. Крашенинников, И. Лепехин, П. Паласс, Н. Рычков, С. Гмелин, Н. Озерецковский и других наряду со сведениями по географии, этнографии, ботанике, зоологии находились ценные данные о минеральных богатствах и горной промышленности, правда, обычно без их теоретического анализа. Ценный материал был получен экспедициями, снаряжаемыми Берг-Коллегией (А. Шурлин, А. Фролов, Е. Мечников, И. Эллерс и др.).

Другой группой важных научных центров были Российские университеты Москвы, Петербурга, Харькова, Киева и других городов, некоторые профессора-геологи и ассистенты которых занимались изучением геологии месторождений полезных ископаемых. Такими исследователями геологии полезных ископаемых были профессор Петербургского университета Д. Соколов и профессор Московского университета Г. Щуровский. Д. Соколов (1788—1852) — первый русский профессор геологии Петербургского университета и Горного института, который он окончил в 1805 г., автор прославивших русскую науку «Руководства к минералогии» (1832) и «Курса геогнозии» (1839), редактор «Горного журнала» и один из учредителей Российского минералогического общества (1817) уделял большое внимание геологии полезных ископаемых. В свою молодость Д. Соколов — выпускник Горного института — проповедовал нептунистические идеи, на которых он был воспитан. Однако в зрелые годы он порвал с нептунизмом, открыто заявив, что природа сложнее вернерианской схемы и ее

невозможно понять и объяснить с позиций Саксонской геологической школы.

Хотя Д. Соколов и не вел полевых работ, а пользовался сведениями об отечественной геологии по материалам своих коллег и многочисленных учеников, он стремился развивать свои научные представления не только на основе ознакомления с иностранной литературой, но и по данным русских минеральных месторождений. В предисловии к «Руководству к минералогии» он писал: «всего более старался я о том, чтобы в сочиненной мною минералогии заключалось сколь возможно полные и верные сведения о русских месторождениях минералов, как в иностранных минералогиях показаны всегда кратко и ошибочно».

Наиболее значительными в области учения о полезных ископаемых представляются работы Д. Соколова по геологии и условиям образования золотоносных россыпей. Россия в то время была крупным поставщиком золота, промышленные коренные месторождения которого были открыты на Урале в 1745 г. Ерофеем Марковым, а россыпные в 1814 г. штейгером Л. Брусницыным.

«Нептунисты развивали самые фантастические гипотезы о переносе золотого песка на Урал либо водами первичного океана, покрывавшего весь земной шар, либо бурными потоками из Индии и других стран... И хотя Дмитрий Иванович еще не совсем отказался от своих нептунистических взглядов и высказывал мнение об осаждении рудных жил сверху из вод океана, в вопросе о происхождении россыпного золота он занял совершенно верную позицию, показав на основе анализа состава золотоносных песков, что они являются продуктом разрушения коренных пород Урала. Д. Соколов установил, что все уже открытые месторождения приурочены к продуктам разрушения золотоносных жил. Поскольку подобные жилы известны лишь в пределах Уральского хребта, а золото вследствие своей тяжести не может далеко переноситься водой, то и месторождения его следует искать в непосредственной близости от Урала» (В. Тихомиров).

Г. Щуровский (1803—1884) был первым заведующим кафедрой минералогии и геогнозии в Московском университете. С самого начала своей деятельности он внимательно следил за развитием геологических знаний, всегда сочетая свою преподавательскую работу с научно-исследовательской. Большой, временами подавляющий интерес для него имело изучение геологии месторождений полезных ископаемых. Вначале он интересовался рудными месторождениями и оставил выдающиеся исследования в этой области. Позднее центр тяжести его интересов сместился в область геологии каменного угля. В связи с этим он предпринял путешествие на Урал (1838 г.), Алтай, Салаир и Кузнецкий Алатау (1844 г.), результаты изучения геологии и полезных ископаемых которых отразил в двух монографиях. «Вулканизм, плутонизм и рудоносность Кавказских стран» (1862 г.) описаны им без посещения этой провинции.

В вопросах генезиса эндогенных рудных месторождений Г. Щуровский занимал позицию ортодоксального магматиста, во всех своих работах твердо проводя идею о тесной генетической связи между месторождениями и породившими их интрузиями магматических пород. Он придерживался царивших в то время в геологической науке взглядов о формировании тектонических воздыманий и деформаций пород в результате поднятия и внедрения плутонических масс. Вместе с тем Г. Щуровский считал¹, что изверженные породы, например породы Урала, сложны по своему происхождению, разнообразны по составу и принадлежат разным эпохам внедрения, связанным с тектоническими переворотами. «Каждый из сих общих переворотов обнимал собой несколько частных; каждый из них

¹ Г. Щуровский. Уральский хребет в физико-географическом, геогностическом и минералогическом отношении. Изд. Московского университета, 1841.

более или менее содействовал поднятию хребта, или по крайней мере изменял положение наслойных и граувакковых пород... Нет сомнения, перевороты эти сопровождалась различными явлениями, которые в одно время были образовательными и разрушительными. Действительно, плутонические породы, вознося Урал, обогащали его золотом, платиной, железом, медью и драгоценными камнями; но те же массы, потрясая друг друга и предшествующие им формации, положили начало тому разрушению, которое впоследствии образовало огромные наносы. Такие наносы, ... заключающие в себе драгоценные металлы, золото и платину, обыкновенно называются россыпями».

Крупной заслугой Г. Щуровского, выделяющей его среди других исследователей того времени, является определение им длительного и сложного хода магматической деятельности при горообразовании и выявление ее рудоносных стадий. Так, на Кавказе он выделял плутонические породы трех периодов: древнейшие, новые и новейшие, полагая, что «более новые граниты... оказываются рудоносными». Он придавал большое значение наблюдениям над взаимоотношениями даек и рудных тел. Взаимосвязь между интрузиями и по крайней мере частью месторождений Г. Щуровский не понимал примитивно, как непосредственную, а определял ее как сложную связь между природными явлениями одного времени, обусловленными одними причинами. Так, например, он писал: «металлические жилы Урала так тесно связаны с плутоническими массами, что те и другие необходимо должны были подняться из земли в одно время». Следовательно, речь идет о близости происхождения и одновременности образования интрузий и месторождений, а не о примитивной связи рудных жил с теми или иными интрузивными телами.

Магматогенные месторождения Г. Щуровский по условиям образования разделял на три группы: 1) образованные из «огненножидкой массы», 2) образованные «осаждением из минеральных растворов» и 3) образованные «посредством возгонки». Таким образом, Г. Щуровским еще в первой половине 19 в. было создано развернутое учение о происхождении полезных ископаемых, от которого лежит прямая дорога к современной науке об условиях их образования.

Период развития капитализма в России характеризуется дальнейшим, хотя и неравномерным прогрессом горного дела. В дореформенный период главным центром горной промышленности был Урал. В. И. Ленин отмечает, что «в основе «организации труда» на Урале издавна лежало крепостное право, которое и до сих пор, до самого конца 19 в. дает о себе знать на весьма важных сторонах горнозаводского быта. Во времена оны крепостное право служило основой высшего процветания Урала и господства его не только в России, но отчасти и в Европе... Но то же самое крепостное право, которое помогло Уралу подняться так высоко в эпоху зачаточного развития европейского капитализма, послужило причиной упадка Урала в эпоху расцвета капитализма... За сто лет производство не успело удвоиться, и Россия оказалась далеко позади других европейских стран, в которых крупная машинная индустрия вызвала гигантское развитие металлургии» (Полн. собр. соч., изд. 5, т. 3, стр. 485). Далее в том же труде В. Ленин отмечает: «Южный район горной промышленности представляет из себя во многих отношениях диаметрально противоположность Уралу. Насколько Урал стар и господствующий на Урале порядки «освещены веками», настолько Юг молод и находится в периоде формирования. Чисто капиталистическая промышленность, выросшая здесь в последние десятилетия, не знает ни традиций, ни сословности, ни национальности, ни замкнутости определенного населения» (Там же, стр. 488).

Приводя цифры, иллюстрирующие общий рост добычи угля и выплавки чугуна в Российской Империи с 1860 по 1900 г., а также перемещение центра тяжести производства чугуна на Юг, В. Ленин заключает:

«Из этих цифр ясно видно, какая техническая революция происходит в настоящее время в России и какой громадной способностью развития производительных сил обладает крупная капиталистическая индустрия. Господство Урала было равносильно господству подневольного труда, технической отсталости и застоя. Напротив, теперь мы видим, что развитие горной промышленности идет в России быстрее, чем в Зап. Европе, отчасти даже быстрее, чем в Северной Америке» (Там же, стр. 489—491).

Таким образом, в описываемый период наряду со стабилизацией или даже некоторым временным регрессом горного дела в таких старых провинциях, как Урал, Алтай и Западная Сибирь, возникли новые, интенсивно развивающиеся центры горной промышленности. Среди них особенно выделяется юг европейской части России, где на базе железных и марганцевых руд Кривого Рога, Тамани и Никополя, а также углей Донецкого бассейна выросла мощная металлургическая промышленность. Произошло дальнейшее расширение круга полезных ископаемых, добываемых из недр России. К традиционным черным, цветным, благородным металлам, строительным камням и самоцветам прибавились новые отрасли 19 в., среди которых исключительное место заняли добыча угля и нефти. Расширилась территория Российской Империи, включающая теперь всю Сибирь, Кавказ, Казахстан и Среднюю Азию с их неповторимым набором разнообразных месторождений полезных ископаемых. В связи с этим возросла необходимость научного осмысливания все увеличивающихся фактических материалов по геологии полезных ископаемых и дальнейшего совершенствования теории их формирования, жизненно важной для обоснованного направления работ по их геологоразведочному и промышленному освоению.

Для этих целей Горное ведомство привлекает крупнейших геологов, организуя экспедиции по изучению геологического строения районов распространения важнейших полезных ископаемых. Г. Абиш исследует Кавказ и его месторождения, Н. Барбот де Марни ведет изучение Калмыцких степей, Г. Гельмерсен проводит широкий круг исследований месторождений каменного угля Донбасса, Подмосковья, геологии и полезных ископаемых Урала и Алтая, А. Иностранцев изучает рудные месторождения Урала, Алтая и Карелии (Олонецкой губ.), Е. Ковалевский начинает описание геологии Донбасса, А. Озерский систематизирует материал по рудным месторождениям Алтая и особенно Забайкалья, Г. Романовский включается в рассмотрение проблем геологии рудных месторождений Урала, Средней Азии, углей Подмосковского бассейна, нефтеносных районов Кубани.

Неотложные нужды систематического изучения геологического строения территории России и ее минеральных богатств привели в 1882 г. к созданию в Петрограде Геологического Комитета. В его задачи входило систематическое исследование геологии и полезных ископаемых, составление геологической карты России и содействие различным ведомствам и фирмам в разрешении практических вопросов геологического порядка. В первые годы Геолком был занят составлением 10-верстной геологической карты европейской части России. В 90-х годах его сотрудники приступили к проведению геологических съемок Донецкого бассейна, железорудных районов Кривого Рога, железо- и золоторудных районов Урала. Одновременно были начаты геологические исследования вдоль трассы Сибирской железной дороги и изучение ряда золотоносных районов Сибири.

С 1901 г. Геолком осуществляет регулярное изучение нефтеносных районов Кавказа. В составе Комитета изучением геологии полезных ископаемых занимались выдающиеся представители русской геологической мысли конца 19 и начала 20 в. Геологию рудоносных районов и рудных месторождений изучали А. Карпинский и Н. Высоцкий (Урал), В. Обручев (Сибирь), А. Герасимов (Кавказ), И. Мушкетов (Урал, Тянь-Шань и Кавказ), геологией углей занимались Ф. Чернышев (Донбасс, Средний

п Северный Урал), С. Никитин (Подмосковный бассейн), Л. Лутугин и П. Степанов (Донбасс), геологией нефти Н. Андрусов и И. Губкин (Кавказ).

Центром подготовки горных инженеров и геологов в России в это время по-прежнему был Петроградский горный институт. Здесь с 1863 г. начали читать курс «Рудных месторождений» вначале Н. Барбот де Марни, затем А. Карпинский, а с 1902 г. К. Богданович. Все они вели научную работу в области геологии полезных ископаемых. К. Богданович знаменит своими трудами по геологии нефти Кубано-Черноморской провинции и железным рудам России. Эпизодическое, но оставившее глубокий след изучение скарных медных месторождений Урала выполнил совместно с В. Никитиным знаменитый кристаллограф Е. Федоров. В это же время в Московском университете труды В. Вернадского, а затем и А. Ферсмана положили начало новому направлению исследований природы минералообразования — науке геохимии, использующей высокие достижения химии для выяснения природных условий формирования залежей полезных ископаемых.

В описываемый период вместо созерцательных приемов исследования месторождений полезных ископаемых стал применяться, быстро окреп и проявил все свои преимущества метод геологического картирования, как надежный способ изучения участков земной коры, в которых сконцентрированы залежи минеральных богатств. Введение геологической съемки в качестве основного полевого метода изучения месторождений полезных ископаемых подвело объективную научную основу под трактовку геологических условий их образования, раскрыло глаза на многие важные стороны генезиса минеральных ресурсов.

В теоретическом отношении описываемый период характеризуется полным отходом от монистических концепций плутонистов и негтунистов, претендующих на универсальное объяснение условий образования всех полезных ископаемых исключительно по их схемам. Было понято и достаточно точно обосновано, что при формировании лика Земли совершаются находящиеся в единстве и противоборстве геологические процессы как связанные с глубинной, так и с поверхностной энергией планеты. Поэтому основной задачей в области геологии полезных ископаемых этого времени было правильное определение условий и места накоплений минерального сырья в обстановке разнообразных эндогенных и экзогенных процессов прошлого Земли, естественная группировка сложного ряда полезных ископаемых по этим процессам.

Типичным примером трактовки разностороннего происхождения полезных ископаемых того времени может служить генетическая классификация, положенная в основу «Рудных месторождений» К. Богдановича (т. 1 и 2, Изд. Горного института в Санкт-Петербурге в 1912 и 1913 гг.). Автор этой фундаментальной работы, сыгравшей крупную положительную роль в истории развития взглядов на геологические условия образования месторождений полезных ископаемых, намечает среди рудных образований следующие группы: 1) магматические выделения, 2) контактово-метаморфические месторождения, 3) эпигенетические рудные залежи и вкрапленники, 4) метасоматические месторождения, 5) жильные месторождения, 6) осадочные месторождения, 7) метатетические, или элювиальные, месторождения, 8) метаморфические месторождения и 9) обломочные месторождения, или россыпи.

Среди магматических месторождений описываются выделения самородных металлов, окисных и сернистых руд. Контактново-метаморфическая группа характеризуется на примере месторождений железа, сернистых руд меди, свинца и цинка и железно-оловянных руд. Три последующие группы К. Богданович относит к постмагматическим образованиям восходящих термальных минерализованных растворов. При этом к категории эпигенетических залежей и вкрапленников он причисляет гидротермальные

месторождения выполнения пустот не жильной формы. В группе метасоматических образований он выделяет, с одной стороны, месторождения железа и марганца, а, с другой — свинца и цинка. Особенно внимательно им рассматриваются и описываются жильные месторождения, бывшие яблоком раздора нептунистов и плутонистов. К группе осадочных рудных месторождений К. Богданович относит болотные и озерные, оолитовые, гематитовые (красного железняка) и метаморфизованные руды железа, а также болотные и озерные, морские, залегающие в кремнистых сланцах и яшмах, и метаморфизованные руды марганца. К его метатетическим месторождениям принадлежат образования коры выветривания. Метаморфические месторождения охватывают месторождения железных руд среди ортогнейсов и метаморфических сланцев. Для группы россыпей описываются месторождения золота, платины, оловянного камня и магнетита.

Курс «Рудных месторождений» К. Богдановича опирается на современные ему достижения мировой науки, богато иллюстрирован примерами из отечественной практики и дает полное представление о высоком уровне и передовом характере учения о геологии полезных ископаемых в России накануне Великой Октябрьской социалистической революции.

Советский период выделяется небывалым подъемом экономики страны, расцветом всех наук, в том числе и геологии, особенно важнейшей ветви ее — учения о полезных ископаемых. За годы Советской власти в СССР выявлены месторождения всех видов полезных ископаемых. По запасам ряда важнейших групп минерального сырья, таким, как железная руда, уголь, нефть, горючий газ, медь, свинец, вольфрам, никель, марганец, хромиты, апатиты, асбест, калийные соли, Советский Союз вышел на первое или на одно из первых мест в мире.

В первые годы советской власти, в период иностранной военной интервенции и гражданской войны, когда наша страна напрягала все силы, чтобы отстоять завоевания Октября, теоретические работы в области исследования процессов формирования полезных ископаемых носили эпизодический характер и выполнялись под руководством лучших геологов, помогающих новому строю (А. Карпинский, В. Обручев, И. Губкин, П. Степанов и др.). Геологоразведочные и научно-исследовательские работы были энергично двинуты вперед с 1925 г. после XIV съезда партии, поставившего на первый план задачу индустриализации народного хозяйства, построение социализма в Советском Союзе.

Высокие темпы развития тяжелой индустрии выдвинули перед советскими геологами не только задачу создания прочной сырьевой базы полезных ископаемых, ранее вошедших в промышленный обиход, но и решительно потребовали выявления месторождений новых полезных ископаемых, таких, как горючие газы, редкие металлы, радиоактивное сырье, алмазы, разнообразные неметаллические полезные ископаемые. Удовлетворение этих насущно необходимых для страны и увлекательных по своему творческому разрешению практических запросов было немыслимо без развития узловых теоретических проблем геологии полезных ископаемых.

Развитие науки о полезных ископаемых в Советском Союзе отличается рядом особенностей. Прежде всего, следует отметить стремление наших геологов к анализу всесторонних естественноисторических связей процессов формирования месторождений полезных ископаемых с геологической средой.

Вместе с тем, необходимость в кратчайший исторический срок создать в отсталой России мощную сырьевую базу всех видов минерального сырья привела к углубленному исследованию отдельных группами геологов различных видов полезных ископаемых, а также к более резкой дифференциации науки о их генезисе, чем в других странах. А. Карпинский, К. Богданович, М. Усов и В. Обручев были последними могиканами фронта широких геологических знаний. Сейчас учение о рудообразовании,

нефтеносности и угленакопления развивается параллельно, обогащая друг друга своими достижениями, но в значительной степени самостоятельно.

Развитие теории рудообразования в Советском Союзе отражено в содержательных исследованиях С. Смирнова и Ю. Билибина по связи магматизма и рудных процессов, А. Заварицкого по пострудному метаморфизму, А. Ферсмана по пегматитовым месторождениям, А. Бетехтина, В. Николаева и О. Левицкого по гидротермальным процессам, Д. Коржинского по метасоматозу при рудоотложении, Н. Елисева, В. Королева, В. Крейтера и А. Лака по структурам рудных полей и месторождений, И. Гинзбурга по рудообразованию в коре выветривания, А. Архангельского, Д. Наливкина, Н. Страхова и Н. Шатского по формационному и фациальному анализу условий накопления руд осадочного происхождения. Разработку вопросов теории формирования неметаллических полезных ископаемых возглавлял П. Татаринев.

Представление о достижениях в области угольной геологии можно получить по трудам П. Степанова о генетических типах угольных бассейнов, зонах и узлах угленакопления Земли, И. Горского об эволюции условий формирования угленосных толщ по последовательным геологическим эпохам углеобразования, Ю. Жемчужникова по угленепетрографии, типизации и метаморфизму углей, А. Гапеева по характеристике месторождений угля, А. Матвеева по описанию их провинций и др.

Основные теоретические положения геологии нефти сформулированы И. Губкиным, защищавшим биохимическое образование ее при низких температурах, с последующей миграцией в благоприятные в тектоническом и литологическом отношении геологические структуры. Дальнейшее развитие эти идеи получили в работах С. Миронова, М. Мирчинка, С. Федорова и др.

В советский период появились новые направления исследования природы полезных ископаемых. Трудami В. Вернадского, А. Ферсмана, А. Виноградова, А. Саукова, В. Щербины была создана геохимия, без которой в настоящее время не мыслится изучение всех видов минеральных месторождений.

Начали производиться эксперименты, моделирующие природные условия формирования полезных ископаемых, в том числе при высоких температурах и давлениях (Н. Хитаров, Я. Ольшанский, Л. Овчинников).

Успешно развивается региональный анализ закономерностей формирования и размещения полезных ископаемых, обусловленных геологической историей образования крупных тектонических элементов земной коры. Идейные основатели этого течения — И. Губкин (нефть), П. Степанов (уголь), С. Смирнов, Ю. Билибин (рудные месторождения) вложили немалую долю своей творческой энергии и таланта в разработку научных основ региональной линии учения о полезных ископаемых.

В разработке и углублении теоретических основ генезиса полезных ископаемых, помимо указанных выше ученых, принимал участие крупный коллектив геологов, выросший за годы советской власти, но упомянуть даже о некоторой части их здесь не представляется возможным. Их деятельность в области теории и практики геологоразведочного освоения богатств наших недр освещена в специальных исторических работах, в том числе (по проблемам рудообразования) в статьях автора. Одно необходимо отметить: за советский период наряду с развитием науки в центральных учреждениях Москвы и Ленинграда выросли новые научные ячейки в союзных республиках и крупных областях, успешно участвующие в разработке проблем геологии полезных ископаемых. На Украине действует коллектив ученых во главе с Н. Семененко, Я. Белевцевым, А. Широковым, обновивший наши представления об условиях образования железных руд Кривого Рога и углей Донбасса. Содержательные исследования условий формиро-

вания полезных ископаемых в древних и юных структурах Кавказа выполнили И. Магакьян, С. Мкртчян, Г. Дзоценидзе, П. Гамкрелидзе, Г. Твалчрелидзе, Ш. Азизбеков, М. Абрамович, А. Алиев, М. Кашкай, Ш. Мехтиев и др. Оригинальные труды по теории рудообразования принадлежат ученым Средней Азии Х. Абдуллаеву, А. Королеву и др. Выяснением региональной обстановки формирования и размещения минеральных богатств Казахстана занимались геологи Казахстана под руководством К. Сатпаева. На Урале теорией образования месторождений полезных ископаемых успешно занимаются А. Пронин, Л. Овчинников, С. Иванов и др. В Сибири, где наука о полезных ископаемых до революции теплилась в томской группе В. Обручева, представленной М. Усовым, Ф. Шаховым, А. Булытниковым, К. Радугиным и другими, ныне сформировался мощный отряд геологов, энергично продвигающий вперед науку о минеральных богатствах суровой сибирской земли (А. Трофимук, В. Кузнецов, С. Вахромеев, И. Рожков, Н. Шило и др.).

Советские геологи развивают теорию формирования полезных ископаемых, опираясь на достижения мировой науки и свой опыт, которым они постоянно делятся с учеными всех стран. Положительное воздействие советской геологической мысли находит отражение во всех современных трудах зарубежных ученых, прекрасно понимающих, что теперь полное и правильное освещение проблемы генезиса полезных ископаемых невозможно без данных советских исследователей. При общем мировом подъеме уровня науки о полезных ископаемых, отмечается значительный рост этого учения в странах народной демократии, использующих преимущества социалистического строя для прогресса представлений о геологии минеральных богатств своих республик. Содержательны и интересны труды И. Иовчева (Болгария), Е. Ссадечки-Кардоша (Венгрия), О. Ольснера (Германская Демократическая Республика), Сюй Кэ-цинъ, Мэн Сянь-минь, Ту Гуан-чжи (Китай), Р. Краевского (Польша), Г. Макроев, Н. Григораша (Румыния), Я. Коутека, Я. Кутины, М. Штемпрока (Чехословакия), С. Янковича (Югославия) и других ученых.

ЛИТЕРАТУРА ОБЩАЯ

- Бел о у с о в В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
 Б е т е х т и н А. Г. [и др.]. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, изд. 2, 1955.
 Б р о д И. О. Залежи нефти и газа. Гостоптехиздат, 1951.
 В э т м а н А. М. Промышленные минеральные месторождения. Пер. с англ. под ред. В. М. Крейтера. Изд-во иностр. лит., 1949.
 Г у б к и н И. М. Учение о нефти, ОНТИ, 1937.
 Ж е м ч у ж и к о в Ю. А. Общая геология ископаемых углей. Углетехиздат, 1948.
 И в а н о в А. А. и Л е в и ц к и й Ю. Ф. Геология галогенных отложений СССР. Госгеолтехиздат, 1960.
 «Курс месторождений». Под ред. П. М. Татарина. ОНТИ, ч. 1 и 2, 1934.
 «Курс месторождений полезных ископаемых». Под ред. А. Г. Бетехтина и П. М. Татарина. Изд. 3, переработ. и доп., Госгеолтехиздат, 1964.
 Л и н д г р е н В. Минеральные месторождения. Пер. с англ. под ред. Б. П. Некрасова. Вып. 1, 2 и 3, ОНТИ, 1934, 1935.
 М а г а к ъ я н И. Г. Рудные месторождения. Изд. 2, Ереван, 1961.
 М а т в е е в А. К. Геология угольных месторождений СССР. Госгориздат, 1960.
 О б р у ч е в В. А. Рудные месторождения. Горгонефтьиздат, 1934.
 С м и р н о в С. С. Избранные труды. Изд-во АН СССР, 1955.
 С т р а х о в Н. М. Основы теории литогенеза. Изд-во АН СССР, т. 1, 1960; т. 2, 1961; т. 3, 1963.
 Т а т а р и н о в П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, изд. 2, 1963.
 У с о в М. А. Краткий курс рудных месторождений. Томск, 1933.
 Ш н е й д е р х е н Г. Рудные месторождения. Пер. с нем. под ред. В. И. Смирнова. Изд-во иностр. лит., 1958.
 R o u t h i e r P. Les gisements Metalliferes. Vol. I—II, Paris, 1963.
 P e t r a s c h e k W. E. Lagerstättenlehre. Ein kurzes Lehrbuch von Bodenschätzen in der Erde, Wien, 1961.

ЛИТЕРАТУРА К ПЕРВОЙ ГЛАВЕ

Д а н и л е в с к и й В. В. Русское золото. Metallurgizdat, 1959.

З в о р ы к и н А. А. Первооткрыватели каменноугольных бассейнов СССР. М.—Л., 1950.

К р у к Т. История учения о рудных месторождениях с главой о развитии петрологии. Пер. с англ. Глав. ред. гор.-топ. и геолразвед. лит., М.—Л., 1938.

К у з и н А. А. История открытий рудных месторождений в России. Изд-во АН СССР, 1961.

Л о м о н о с о в М. В. О слоях земных. Госгеолиздат, 1949.

Т и х о м и р о в В. В. и Х а и н В. Е. Краткий очерк истории геологии. Госгеолтехиздат, 1956.

«Очерки по истории геологических знаний». Под ред. В. В. Тихомирова, вып. 1—10, Изд-во АН СССР, 1953—1962.

Х а б а к о в А. В. Очерки по истории геологоразведочных знаний в России. Госгеолиздат, 1950.

ПЛОЩАДИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ, МОРФОЛОГИЯ, СОСТАВ И СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Специфический характер имеют минеральные массы земной коры, необходимые человеку.

М. Усов, 1940

ПЛОЩАДИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Площади распространения полезных ископаемых охватываются понятиями: 1) провинция полезных ископаемых, 2) область (пояс, бассейн) полезных ископаемых, 3) район (узел) полезных ископаемых, 4) поле полезных ископаемых, 5) месторождение полезных ископаемых, 6) тело полезных ископаемых. Этот перечень составлен от наибольших к наименьшим территориям размещения полезных ископаемых.

Провинция полезных ископаемых представляет собой крупный участок земной коры, относящийся к платформе или складчатому геосинклинальному поясу, с размещенными в его пределах и свойственными ему месторождениями. Например, выделяют Уральскую провинцию, Кавказскую провинцию, провинции Русской и Сибирской платформ и т. п. В связи с дифференциацией науки о полезных ископаемых по видам минерального сырья иногда выделяются провинции металлогеническая, угленосная и нефтегазоносная. Среди металлогенических отмечаются провинции допалеозойских платформ, каледонских, герциньских, мезозойских и альпийских складчатых поясов. Угленосные провинции, или площади, разделяются по основным эпохам массового угленакопления на карбоновые, пермско-юрские, верхнемеловые — третичные и послетретичные (П. Степанов, 1937 г.). Нефтегазоносные провинции группируются в провинции внутриплатформенных впадин, впадин краевых частей платформ, предгорных прогибов и периферических частей горных сооружений, межгорных впадин (И. Брод, 1951 г.).

Область полезных ископаемых занимает часть провинции и характеризуется набором определенных по составу и происхождению месторождений полезных ископаемых, приуроченных к одному или группе тектонических элементов первого порядка, определяющих геологическое строение территории провинции (антиклинории и синклинории, внутренние и периферические зоны геосинклиналей, срединные массивы, наложенные мульды, краевые прогибы, шиты, синеклизы и др.). В связи с тем, что в складчатых сооружениях эти тектонические элементы, контролирующее положение областей полезных ископаемых, обычно имеют линейно-вытянутый характер, распределение месторождений в их пределах приобретает поясовый характер.

Пояса полезных ископаемых могут быть разными по составу. Выделяются металлогенические, или рудные пояса, пояса угленакопления и нефтегазоносные пояса. Следует отметить, что в данном случае речь идет не о таких грандиозных поясах, как Монголо-Охотский пояс А. Ферсмана, Тихоокеанский пояс С. Смирнова или карбоновый пояс угленакопления П. Степанова, охватывающие целые секторы земного шара и относящиеся, в сущности, к линейно-вытянутым провинциям полезных ископаемых. Размеры поясов колеблются в широких

пределах. Так, например, полиметаллический пояс Рудного Алтая вытянут в длину на 300 км при ширине около 40 км, Яно-Индибирско-Колымский золотоносный пояс имеет длину около 1000 км при ширине 60—100 км, рудный пояс Кордильер достигает длины более 2500 км при ширине свыше 100 км.

Области непрерывного или почти непрерывного распространения пластовых осадочных полезных ископаемых нередко приобретают характер бассейнового размещения месторождений. Б а с с е й н ы п о л е з н ы х и с к о п а е м ы х свойственны месторождениям угля (Кузнецкий, Донецкий, Подмосковный и др.), нерудных полезных ископаемых (соляные бассейны Артемовско-Славянский, Соликамский, Иркутский, Стасфуртский и др.), рудных месторождений (Криворожский железорудный, Никопольский марганцовый и др.). Площади бассейнов полезных ископаемых различны и измеряются от нескольких сотен (Криворожский бассейн) до нескольких сотен тысяч квадратных километров (Тунгусский угольный бассейн Сибири или Западный и Восточный бурогольный бассейн внутренней части США).

Район полезных ископаемых составляет часть области и обычно характеризуется местным сосредоточением месторождений. В связи с последним обстоятельством он нередко называется у з л о м полезных ископаемых. Рудные узлы и узлы угленакопления с той или иной степенью отчетливости выделяются на общем фоне рудоносных и угленосных областей. Площади рудных узлов достигают сотен и первых тысяч квадратных километров; площади узлов угленакопления имеют большие размеры. Примером рудных узлов могут служить 29 узлов полиметаллических месторождений, выделенных С. Смирновым на территории Восточного Забайкалья.

Рудное поле представляет собой группу месторождений, объединяемых общностью происхождения и единством геологической структуры. Площади рудных полей обычно имеют размер от нескольких до десятков квадратных километров. Поля полезных ископаемых состоят из месторождений, а последние из тел полезных ископаемых.

Телом, или залежью, полезного ископаемого называется ограниченное со всех сторон скопление природного минерального сырья, приуроченное к определенному структурно-геологическому элементу или комбинации таких элементов.

Области, районы, поля, месторождения и тела полезных ископаемых могут полностью обнажаться на поверхности Земли и относиться к о т к р ы т ы м, быть частично закрытыми перекрывающими их породами и принадлежать к п о л у з а к р ы т ы м, или быть полностью погребенными и квалифицироваться как з а к р ы т ы е. Среди закрытых, или слепых групп месторождений полезных ископаемых выделяются н е в с к р ы т ы е, до которых не дошел уровень эрозионного среза после их образования, и п е р е к р ы т ы е, которые были образованы на поверхности Земли или вскрыты в прошлые геологические времена эрозией, а затем погребены под толщей последующих молодых отложений.

МОРФОЛОГИЯ ТЕЛ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Для месторождений твердых полезных ископаемых могут быть выделены три морфологических типа залежей: изометричные, плоские и вытянутые по одному направлению.

Изометричные тела полезных ископаемых представляют собой скопления минерального вещества, примерно равновеликие во всех измерениях. К ним принадлежат штоки, штокверки и гнезда.

Штоком называется крупная более или менее изометричная залежь сплошного или почти сплошного минерального сырья. Примером могут служить штоки каменной соли, гидротермальные метасоматические рудные залежи и др. (рис. 2).

Штокверк представляет собой более или менее изометричный объем горной породы, пронизанный мелкими жилками и насыщенный вкрапленностью минерального вещества; такая горная порода с

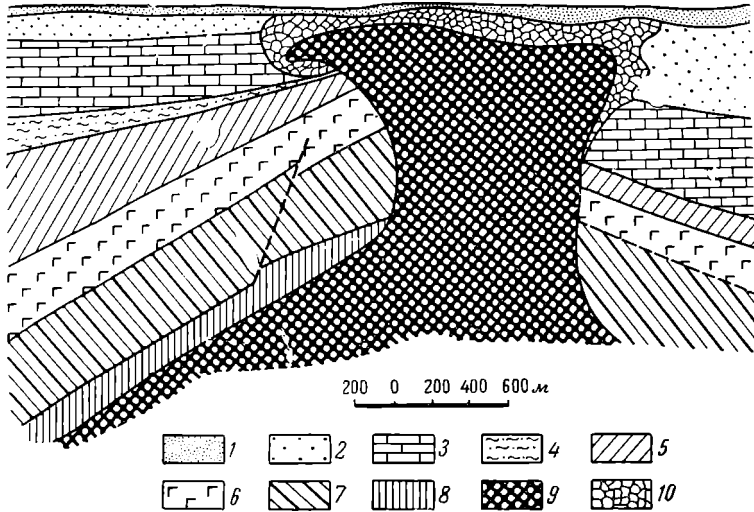


Рис. 2. Шток каменной соли, Ромны. По Ю. Косыгину

1 — четвертичные суглинки; 2 — палеоген (пески и известняки); 3 — верхний мел (карбонатные породы); 4 — верхняя юра (песчано-глинистые породы); 5 — верхний карбон (пестроцветные песчано-глинистые породы); 6 — средний карбон (известняки, угленосные породы); 7 — нижний карбон (известняки с прослоями аргиллитов); 8 — девон (кварцевые песчаники, аргиллиты, известняки); 9 — соленосная толща; 10 — брекчия

прожилками и вкраплениями ценных минералов добывается целиком как полезное ископаемое. Примером штокверков могут быть тела некоторых месторождений меди, олова, молибдена, асбеста и других полезных ископаемых (рис. 3).

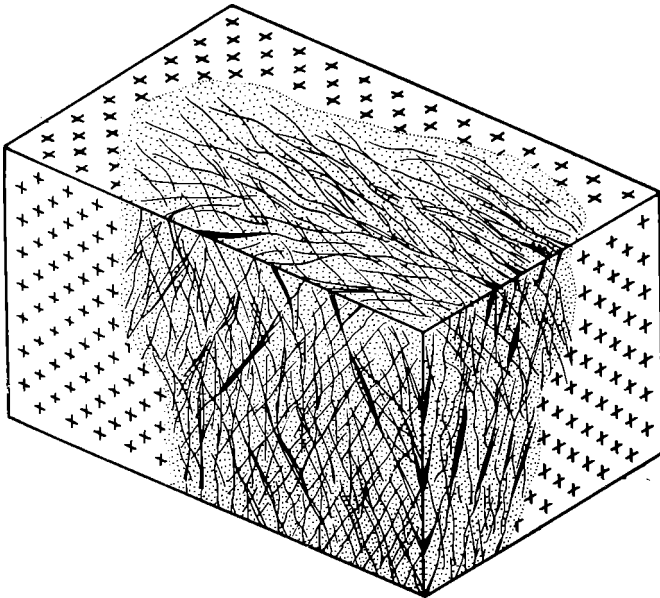


Рис. 3. Штокверк

Гнездом называется относительно не крупное локальное скопление полезного ископаемого. К ним принадлежат тела некоторых месторождений золотых, свинцово-цинковых, хромитовых, ртутных и других руд (рис. 4).

Основным элементом, определяющим размеры и форму изометричных тел, является их поперечное сечение.

Плоские тела полезных ископаемых характеризуются двумя протяженными и одним коротким размером. Их представителями являются пласты и жилы.

Пласты наиболее типичны для осадочных месторождений руды, угля и нерудных полезных ископаемых. Метасоматические тела, развивающиеся по отдельным пластам осадочных толщ пород, приобретают

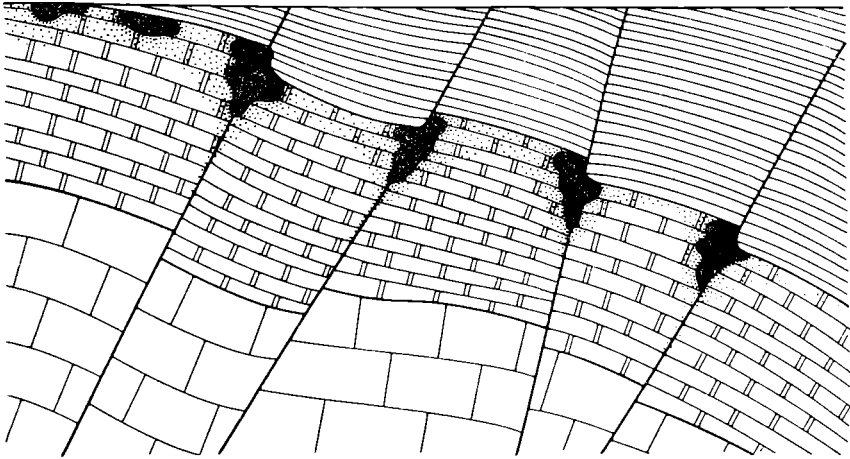


Рис. 4. Гнезда руды в минерализованной породе (разрез)

характер пластобразных залежей. Пласт полезного ископаемого иногда разделяется на пачки, разобщенные прослоями породы; пачки в свою очередь могут распадаться на слои (рис. 5). В соответствии с этим различают пласты простые (без прослоев породы) и сложные (с прослоями породы).

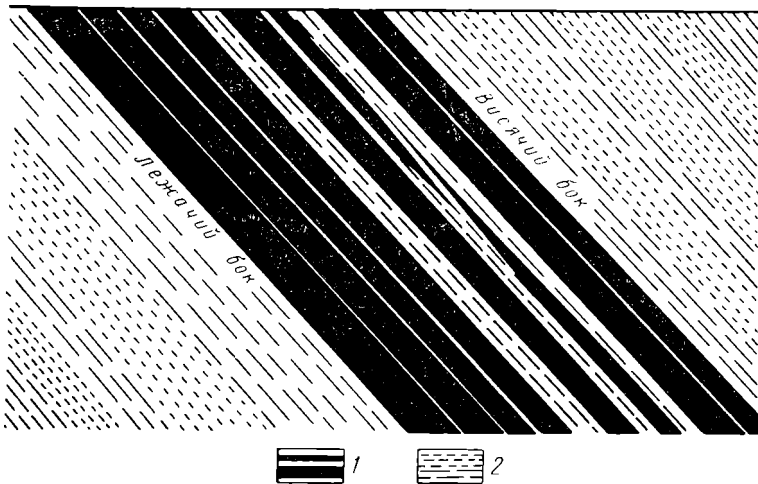


Рис. 5. Строение пласта полезного ископаемого (в разрезе)

1 — пачки и слои полезного ископаемого; 2 — прослои породы

Основными элементами, определяющими геологическую позицию и размеры пластов, являются направление простирания и длина по простиранию, направление падения, угол падения и длина по падению, п, наконец, мощность пласта. Обычно пластовые залежи имеют боль-

шую длину, достигающую, например, в Донецком бассейне нескольких десятков километров. По падению некоторые пласты, например, золотосных конгломератов Витватерсранда в Южной Африке, разрабатываются до глубины более 2 км. Мощность пластов полезных ископаемых изменяется от едва заметных пропластков до нескольких сотен метров. Так, например, мощность рабочих пластов угля в Донбассе обычно лежит в пределах 0,45—2,5 м (средняя 0,7 м), пласты бурых углей третичных бассейнов Южного Урала достигают мощности до 150 м, а толща залежи соли в Соликамске на Урале имеет мощность до 500 м.

Тонкие пласты полезных ископаемых не разрабатываются. Поэтому, помимо геологического определения мощности, существуют промышленные понятия о мощности пластов полезных ископаемых. Рабочей мощностью считается минимальная мощность, при которой пласт

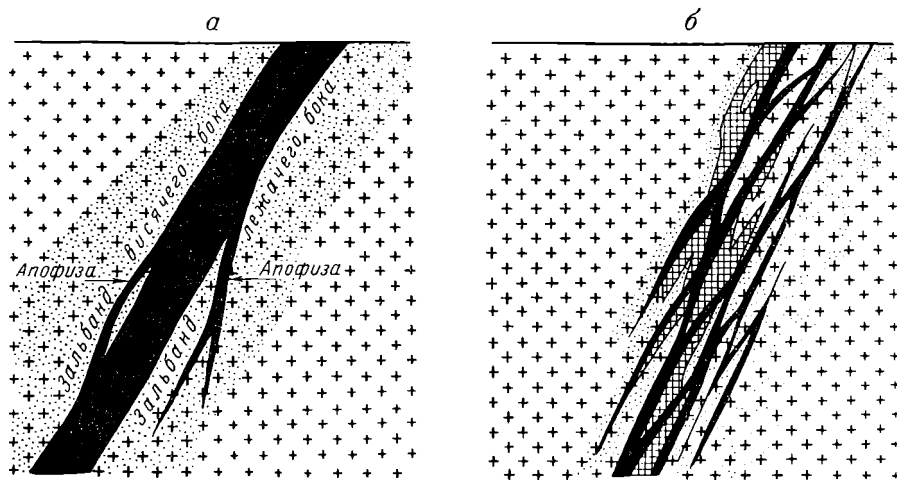


Рис. 6. Жилы

а — простая; б — сложная. Точками покрыта площадь измененных околожильных вмещающих пород

целесообразно эксплуатировать. Для углей она колеблется от 0,10 до 1,0 м. Эксплуатационной называется суммарная мощность полезного ископаемого и прослоев породы для рабочей части пласта. Полезная мощность определяется как сумма мощностей пачек полезного ископаемого, извлекаемых при добыче из пласта.

Месторождения пластовой формы бывают однопластовыми и многопластовыми. В последнем случае выделяется продуктивная толща пород, заключающая серию пластов полезных ископаемых. Количество таких пластов в продуктивной толще может быть различным. Так, количество рабочих пластов в Подмосковном бассейне достигает только 2, в Донбассе около 100, а в Верхнесилезском 140. Богатство продуктивной толщи определяется коэффициентом продуктивности — отношением суммарной мощности пластов полезного ископаемого к общей мощности толщи.

Жилы — это трещины горных пород, выполненные минеральным веществом полезного ископаемого. Жилы бывают простые и сложные. К простым жилам относятся одинокие минерализованные трещины; к сложным — пучки переплетающихся трещин, зон дробления или рассланцевания (рис. 6). По деталям морфологии среди жил выделяются четковидные, камерные, седловидные, лестничные и оперенные. Четковидная жила характеризуется чередованием в ее плоскости раздувов и пережимов, иногда переходящих в тонкие проводники (рис. 7). Камерная жила отличается еще более резкими раздувами, которые в форме крупных скоплений как бы нанизаны на жильный шов (рис. 8). Седловидные жилы

образуются при скоплении вещества полезного ископаемого в шарнирах складок (рис. 9). Лестничные жилы выполняют поперечные трещины в пластах или дайках хрупких пород, залегающих среди более пластичных образований (рис. 10). Оперенные жилы относятся к сложным, заполняющим трещину сброса или сдвига и отходящие от нее трещины оперения (рис. 11).

Поверхность контакта жилы с вмещающими породами называется *з а л ь б а н д о м*. Прилегающие к жиле породы нередко бывают изменены и минерализованы; такие зоны метаморфизованных боковых пород

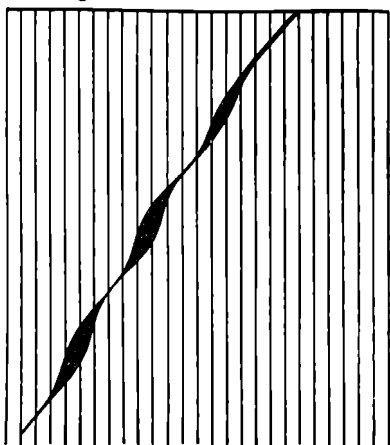


Рис. 7. Четковидная жила

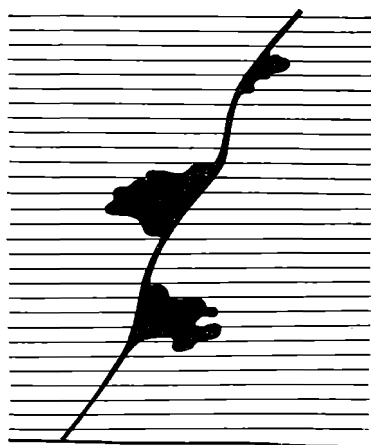


Рис. 8. Камерная жила

создают ореол околожилльного изменения, иногда содержащего промышленные концентрации ценных компонентов. Отходящие от жил в боковые породы прожилки называются *а п о ф и з а м и*. При неравномерном распределении минералов, выполняющих жилы, они характеризуются чередованием участков, обогащенных и разубоженных ценными

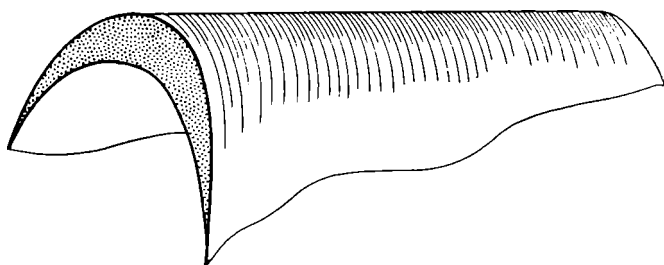


Рис. 9. Седловидная жила (перспективное изображение)

компонентами. Такие богатые участки в теле жилы называются *р у д н ы м и с т о л б а м и* (рис. 12). Рудные столбы бывают морфологические и концентрационные. Первые образованы раздувами жилы, а вторые — зонами повышенной концентрации ценных компонентов, не связанных с изменением морфологии тела полезного ископаемого.

Основными геологическими элементами, определяющими размеры и условия залегания жил, являются направление простирания и длина по простиранию, направление, угол падения и длина по падению, склонение, а также мощность. Длина жил полезных ископаемых колеблется в очень широких пределах, от коротких прожилков размером в 1 м и менее до колоссальной протяженности в 200 км (например, Материнская жила золотых руд в Калифорнии). По падению некоторые жилы

выклиниваются на коротком расстоянии от земной поверхности, а другие, как, например, Садонская жила свинцово-цинковых руд на Кавказе,

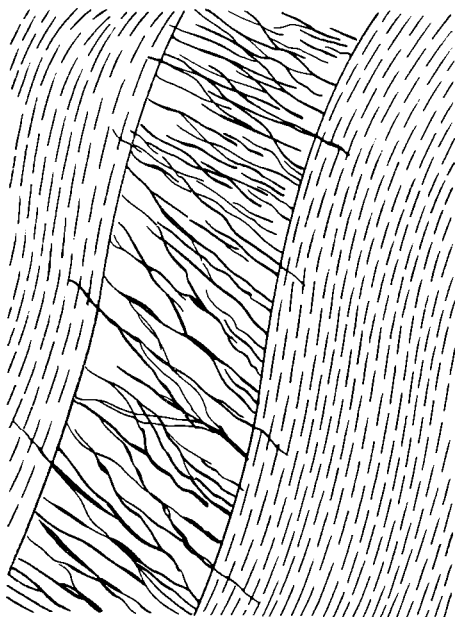


Рис. 10. Лестничные жилы

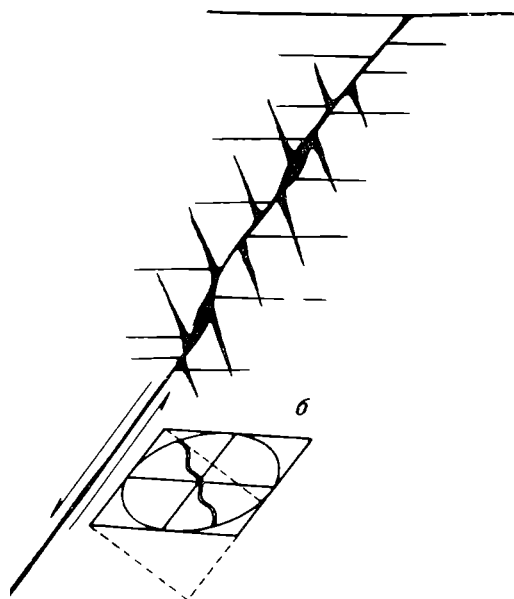


Рис. 11. Оперенная жила (а) и схема тектонического перемещения по стволу жилы, положение параллелепипеда и эллипса деформации (б)

прослеживаются на расстоянии более 1 км; золотоносная кварцевая жила Колар в Индии разрабатывается на глубине свыше 2,5 км. Склонением

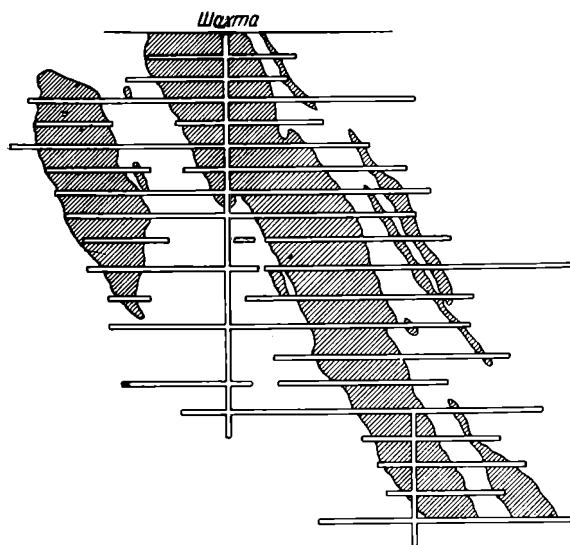


Рис. 12. Рудные столбы в плоскости жилы

называются жильными полями

Линзы и линзообразные залежи по своей морфологии принадлежат к образованиям, переходным между изометричными и плоскими телами.

называется погружение линий выклинивания жилы по ее простираанию; углами склонения — углы, образованные линиями склонения с линией простираания (рис. 13). У жил, так же как и у пластов, различают геологическую и рабочую мощность, т. е. такую наименьшую величину ее, при которой становится возможным эксплуатация жильного месторождения.

Жильные месторождения иногда состоят из одной жилы, а чаще из групп — пучков или семейств — жил. Рудные поля, образованные жильными месторождениями, (рис. 14).

Вытянутые по одной оси тела полезных ископаемых называются трубами, трубками, или трубообразными залежами. Морфология и условия их залегания определяются углом погружения, или ныряния, длиной по направлению погружения и поперечным сечением. Угол ныряния трубки полезного ископаемого измеряется между ее осью и горизонтальной плоскостью (рис. 15). Он может изменяться в широких пределах: от 90° у вертикальных труб до 0° у горизонтальных трубообразных залежей. Поперечное сечение и длина по оси труб также достаточно изменчивы. Так, например, поперечное сечение алмазоносных трубок кимберлитов в Сибири колеблется от 100 до 1000 м.

Помимо вышеперечисленных простых форм тел твердых полезных ископаемых, в природе встречаются сложные залежи, представляющие собой их комбинацию. Примером такой сложной залежи, образованной сочетанием пластовой и жильной формы, может служить одно из рудных тел Лебединского месторождения золота на Алдане (рис. 16).

Для исследования условий образования месторождений полезных ископаемых и их практической оценки большое значение имеет не только

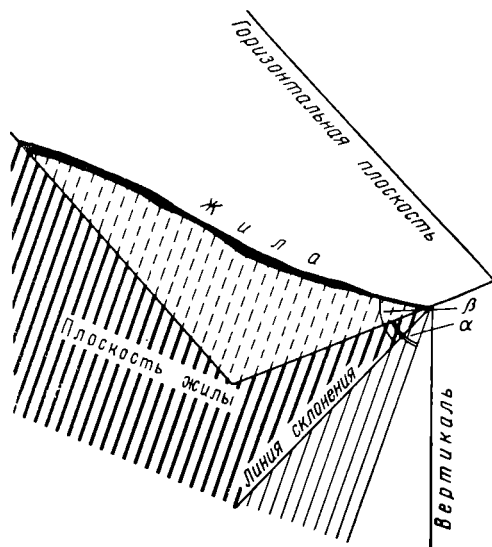


Рис. 13. Элементы залегания жилы в точке ее выклинивания

α — угол падения; β — угол склонения

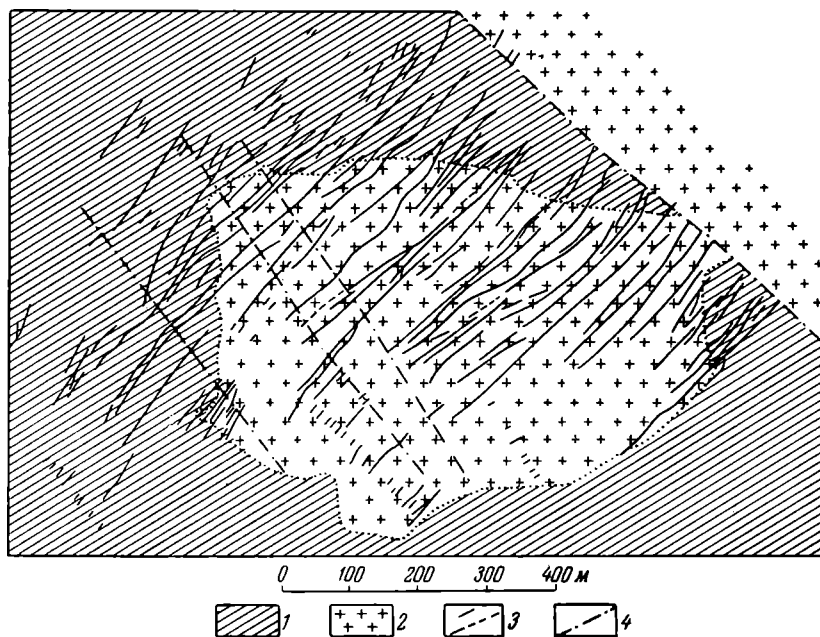


Рис. 14. Жильное поле вольфрамового месторождения Антонова гора.
По А. Дружинину

1 — песчаники, сланцы; 2 — граниты; 3 — жилы; 4 — сбросы

установление общей формы и условий залегания тел полезных ископаемых, но и выяснение степени устойчивости элементов морфологии, залегания и концентрации ценных компонентов в контурах залежей. Элементы залегания, мощность тел полезных ископаемых, содержание в них ценных компонентов меняются от одного пункта к другому с той или иной степенью резкости. Характеристика тел полезных ископаемых по степени устойчивости перечисленных элементов имеет решающее значение для выбора рациональной методики их разведки. Поэтому она подробно рассматривается в курсе геологоразведочного дела, с распределением месторождений по степени морфологической и качественной устойчивости тел полезных ископаемых на ряд групп. Для этих целей применяются методы вариационной статистики, а степень изменчивости формы и содержания ценных компонентов оценивается

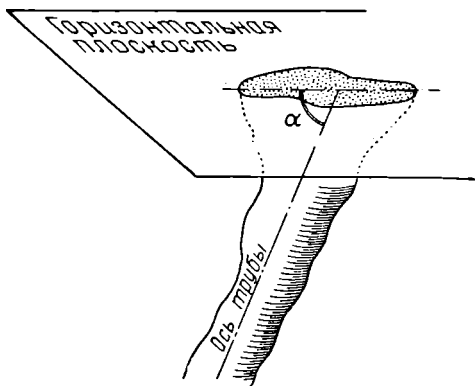


Рис. 15. Элементы залегания трубообразного тела

α — угол погружения (ныряния)

по коэффициенту вариации морфологических и качественных параметров тел полезных ископаемых. Чаще всего выделяется три группы тел полезных ископаемых: устойчивые, изменчивые, очень изменчивые (В. Смирнов, 1957 г.).

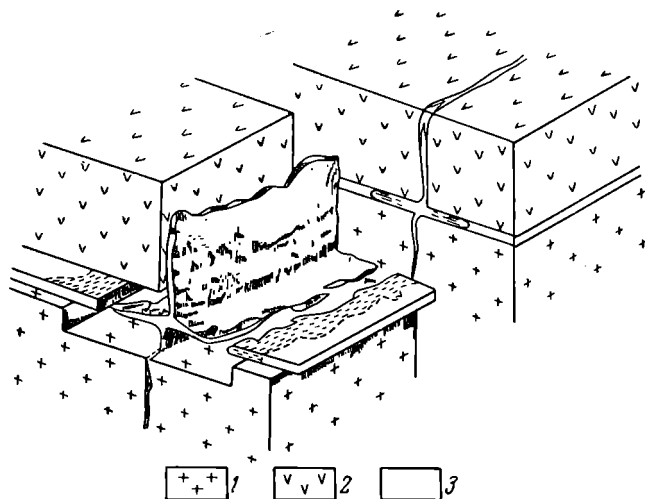


Рис. 16. Комбинация согласной пластовой залежи и секущей жилы в рудном теле Лебединского месторождения золота на Алдане. По А. Фастолович и Н. Петровской
1 — архейский гранит; 2 — послекембрийский сиенит-порфир; 3 — кембрийский доломит

Среди месторождений жидких и газообразных полезных ископаемых (нефть, вода, горючий газ), в соответствии с классификацией И. Брода (1951 г.), по морфологическим признакам могут быть выделены залежи пластовые, массивные и линзовидные.

Пластовые залежи жидких и газообразных полезных ископаемых приурочены к пласту-коллектору проницаемых пород, заклю-

ченному среди непроницаемых или слабопроницаемых пластов, в той или иной степени тектонически дислоцированных (рис. 17). Такие залежи обычно являются наиболее крупными, достигая в длину по простиранию коллектирующего их пласта более 80 км при ширине до 70 км (Ромашикинское месторождение Татарии).

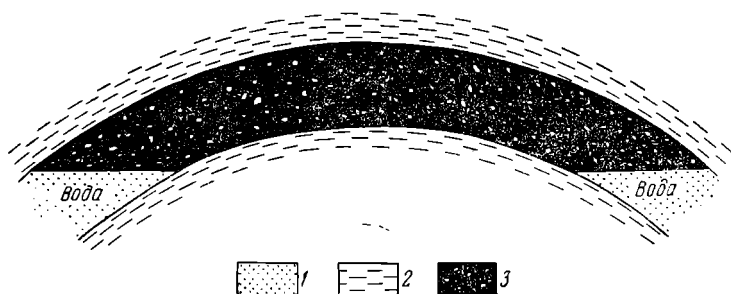


Рис. 17. Пластовая сводовая залежь нефти и газа. По И. Броду

1 — песок; 2 — глина; 3 — нефтеносный песок

Массивные залежи представляют собой скопления жидкости или газа в выступах проницаемых пород (структурных, эрозионных, рифовых), перекрытых плохо проницаемыми осадками (рис. 18).

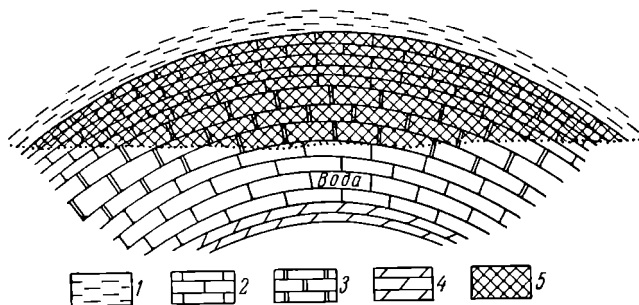


Рис. 18. Массивная залежь нефти или газа в структурном выступе. По И. Броду

1 — глины; 2 — известняки; 3 — доломиты; 4 — мергели; 5 — нефть или газ

Они могут быть как не крупными, так и значительными по размерам, достигая 40 км³ (Ачалуки-Карабулак) и даже нескольких сотен кубических километров (Меджид Сулейман в Иране, Киркук в Ираке, Аб-каик в Саудовской Аравии и др.).

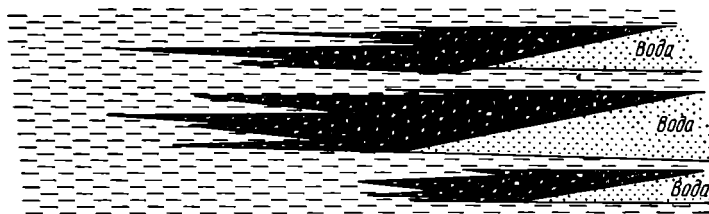


Рис. 19. Линзовидные залежи нефти или газа в пластах выклинивающихся песков среди сланцев. По И. Броду

Линзовидные залежи связаны с локальными зонами пористых и трещиноватых пород, ограниченных со всех сторон непроницаемыми породами (рис. 19).

МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТЕЛ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Тела полезных ископаемых сложены минеральными агрегатами. В рудных и некоторой части нерудных месторождений выделяются минералы — носители ценных элементов, которые называются рудными или жильными минералами, и сопутствующие им так называемые жильные минералы. Соотношение между рудными и жильными минералами колеблется для руд разных металлов и месторождений в очень широких пределах. Так, в золотоносных жилах кварца количество золота составляет тысячные доли процента по отношению к массе кварца. Наоборот, богатые руды железа целиком состоят из рудных минералов (магнетит, гематит). Содержание металлов в различных рудных минералах в свою очередь зависит от их химического состава и изменяется достаточно широко (табл. 4).

Для полезных ископаемых, которые используются целиком (например, блоки гранита в качестве строительного камня), разделение на ценные и жильные минералы, естественно, не производится.

По составу преобладающей части рудных минералов выделяются следующие главнейшие типы руд:

1) окисные — в форме окислов и гидроокислов, характерные для многих месторождений железа, марганца, олова, урана, хрома, алюминия;

2) силикатные — наиболее типичные для неметаллических полезных ископаемых (слюда, асбест, тальк и др.);

3) сернистые — в виде сульфидов, арсенидов, антимонидов, реже в форме соединений висмута, теллура и селена, к которым принадлежит большинство руд цветных металлов (медь, цинк, свинец, никель, сурьма и др.);

4) карбонатные — свойственные некоторым месторождениям железа, марганца, магния, свинца, цинка и меди;

5) сульфатные — к которым относятся месторождения бария, стронция и других элементов;

6) фосфатные — охватывающие месторождения фосфора и связанных с ними соединений;

7) галоидные — типичные для месторождений солей и флюорита;

8) самородные — сложенные самородными металлами и сплавами, известные для золота, платины, меди.

По составу всей массы руды, включающей как рудные, так и нерудные минералы, различаются руды: кремнистые, силикатные, карбонатные, сульфатные, сульфидные, окисные, фосфатные, галоидные и органические (битумные).

Минеральный состав углей определяется соотношением фюзена, дюрена, кларена и витрена. Фюзен относится к матовым инградиянтам угля и обладает волжкнистым строением. Дюрен принадлежит к тем же составляющим угля, но имеет плотное строение. Кларен представляет собой блестящий или полуматовый инградиянт угля массивного или слоистого сложения. Витрен также относится к отчетливо блестящей составляющей угля, обладающей поперечной трещиноватостью и раковистым изломом.

Для определения технических свойств и химического состава углей применяют так называемые технический и элементарный анализы. При помощи технического анализа угли разделяются по содержанию в них золы, влаги, кокса и летучих горючих веществ. Горючая масса угля определяется вычитанием из его состава золы и влаги. Содержание золы в разных типах углей колеблется от 1,5 до 25%. Элементарный анализ определяет содержание в горючей массе угля: углерода, водорода, азота, кислорода, фосфора и серы. Содержание углерода в углях обычно лежит

Содержание металлов в важнейших промышленных минералах

Элемент	Минерал	Формула	Содержание металла (элемента), %		Плотность
			теоретическое	по данным анализов	
Алюминий	Диаспор	HAlO_2	47,2		3,3—3,5
	Бёмит	AlOOH	47,2		3
	Гидраргиллит (гиббсит)	$\text{Al}(\text{OH})_3$	36,2		2,35
	Нефелин	$\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$	18,9		2,6
	Лейцит	$\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$	13,0		2,4—2,5
	Алуниг	$\text{KAl}_3[\text{SO}_4]_2(\text{OH})_6$	20,5		2,6—2,8
	Каолинит	$\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_2$	До 22		2,6
	Силлиманит	$\text{Al}[\text{AlSiO}_5]$	35,0		3,2
Барий	Барит	$\text{Ba}[\text{SO}_4]$	58		4,3
	Витерит	$\text{Ba}[\text{CO}_3]$	69,5		4,5
Бериллий	Берилл	$\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	5,07		2,7
	Берtrandит	$\text{Be}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2$	56,95		2,6
	Хризоберилл	BeAl_2O_4	7,15		3,7
	Гельвин	$(\text{Mn}, \text{Fe})_8[\text{BeSiO}_4]_6 \text{S}_2$		2,8—5,4	3,1—3,4
Бор	Тинкал (бура)	$\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	11,4		1,7
	Улексит	$\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	13,4		1,7
	Гидроборацит	$\text{CaMgB}_6\text{O}_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	15,4		2,2
	Ашарит	$\text{Mg}[\text{BO}_2](\text{OH})$	12,9		2,6
	Котоит	$\text{Mg}_3[\text{BO}_3]_2$	11,4		3,1
	Людвигит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2 \text{Fe}^{3+}[\text{BO}_3](\text{OH})_2$	До 5		4,0
	Латолит	$\text{Ca}_2\text{B}_2[\text{SiO}_4]_2[\text{OH}]_2$	6,8		2,9—3,0
Ванадий	Патронит	VS_4	28,4	28—39	
	Деклуазит	$\text{Pb}(\text{Zn}, \text{Cu})[\text{VO}_4](\text{OH})$	11,6	9,8—13,7	6
	Ванадинит	$\text{Pb}_5[\text{VO}_4]_3\text{Cl}$	10,8		6,7—7,2
	Карнотит	$(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca}, \text{Cu}, \text{Pb})_2(\text{UO}_2)_2[\text{VO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$		11,3—12,8	7
	Роскоэлит	V-содержащий мусковит $(\text{KV}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2)$		4,38—16,1	2,9—3
	Ванадий, содержащий титаномагнетит				0,1—0,4

Элемент	Минерал	Формула	Содержание металла (элемента), %		Плотность
			теоретическое	по данным анализов	
Висмут	Самородный висмут	Bi	100	95—99	9,8
	Висмутин	Bi ₂ S ₃	81,3	72,9—82,3	6,5
	Бисмутит	Bi ₂ [CO ₃] O ₂	87		7,0—7,4
Вольфрам	Вольфрамит	(Fe, Mn) [WO ₄]	60,5		6,7—7,5
	Ферберит	Fe [WO ₄]	60,5		7,5
	Гюбнерит	Mn [WO ₄]	60,7		7,1
	Шеелит	Ca [WO ₄]	63,8		6,0
Галлий	Германит	Cu ₃ (Fe, Ge, Ca) S ₄		0,8 до 1,99	4,3
	Сфалерит	ZnS		Следы	
Германий	Германит	Cu ₃ (Fe, Ge, Ga) S ₄		6,2—10,19	4,3
	Реньерит	(Cu, Fe) ₃ (Fe, Ge) S ₄		6—7,75	
Железо	Магнетит	FeFe ₂ O ₄	72,35		5,2
	Гематит	Fe ₂ O ₃	70,0		5,2
	Бурый железняк	HFeO ₂ · nH ₂ O	48—63		До 4
	Сидерит	Fe [CO ₃]	48,21		3,0—3,8
	Шамозит Ильменит	Fe ₂ Al [AlSi ₃ O ₁₀] (OH) ₂ · nH ₂ O FeTiO ₃	36,8	28,5—37,3	3—3,4 4,5
Золото ¹	Самородное золото	(Au, Ag)		80—98	15—19
	Электрум	(Ag, Au)		50—80	12—15
	Калаверит	Au Te ₂	43,7	41,3—42,7	9
	Сильванит	Au AgTe ₄	24,2	25,4—29,8	8
	Нагиагит	Au Te ₂ · 6Pb (S, Te)		6—13	6,8—7,5

¹ Кроме того, к главным рудообразующим минералам золота относятся золотосодержащий пирит, арсенопирит, антимонит и др.

Элемент	Минерал	Формула	Содержание металла (элемента), %		Плотность
			теоретическое	по данным анализов	
Индий	Сфалерит	ZnS		Следы	
Иттрий	Гадолинит Самарскит	$Y_2Fe Be_2 [SiO_4]_2O$ $(Y, Er)_4 [(Nb, Ta)_2O_7]_3$	38 20—28,4	1,6—11,7	4,5 6
Кадмий	Сфалерит Смитсонит	$(Zn, Fe, Mn, Cd) S$ $(Zn, Cd) [CO_3]$		0,05—3,2 0,02—0,8	3,5—4,2 4,1—4,5
Калий	Сильвин	KCl	52,4		2
	Карналлит	$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$	14,1		1,6
	Лейцит	$K [AlSi_3O_8]$	18		2,45
	Каинит	$KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$	15,7		2,1
Кобальт	Шмальтин	$Co As_3-2$	28,23	13,8—24,1	6,4—6,8
	Сафлорит	$CoAs_2$	28,23	6,7—23,4	7,2—7,4
	Кобальтин	$(Co, Fe) AsS$	35,4	26—34	6,0—6,5
	Кобальтовый колчедан	$(Co, Ni)_3 S_4$	57,96	40—53	4,8—5,8
	Кобальтсодержащий пирит			До 13,9	
	Асболан, кобальтсодержащий псиломелан			3,15—27	2—4
Гетерогенит	$CoO \cdot 2Co_2O_3 \cdot nH_2O$	63,6	До 50—60	2—4	
Литий	Сподумен	$LiAl [Si_3O_8]$	3,73	1,34—3,43	3,1—3,2
	Амблигонит	$LiAl [PO_4] (F, OH)$	4,7	3,3—4,67	3
	Трифилит	$LiFe [PO_4]$	4,4		3,5
	Литиофилит	$LiMn [PO_4]$	4,4		3,5
	Лепидолит	$KLi_{1,5} Al_{1,5} [AlSi_3O_{10}] (OH, F)_2$	3,5—3,69		
	Циннвальдит	$KLiFeAl [AlSi_3O_{10}] (OH, F)_2$	До 2,61—2,76	1,58—1,60	2,9—3,1
	Петалит	$Li [AlSi_4O_{10}]$	2,2		2,4

Элемент	Минерал	Формула	Содержание металла (элемента), %		Плотность	
			теоретическое	по данным анализов		
Магний	Магнезит	Mg [CO ₃]	28,8		3,0	
	Доломит	CaMg [CO ₃] ₂	13,2		2,9	
	Карналлит	KCl · Mg Cl ₂ · 6H ₂ O	8,7		1,6	
	Кизерит	Mg [SO ₄] · H ₂ O	17,6		2,6	
	Бишофит	MgCl ₂ · 6H ₂ O	12,0		1,6	
	Оливин	Mg ₂ [SiO ₄]	34,4		3,3	
Марганец	Пирролюзит	MnO ₂	63,2	55—63	4,7—5	
	Манганит	MnOOH	62,5	50—62	4,2—4,3	
	Псиломелан	mMnO · MnO ₂ · n · H ₂ O		40—60	4,4—4,7	
	Браунит	Mn ₂ O ₃	69,6	60—69	4,7—5	
	Гаусманит	MnMn ₂ O ₄	72,0	65—72	4,7—4,9	
	Родохрозит	Mn [CO ₃]	47,8	40—45	3,5—3,7	
	Родонит	(Mn, Ca) [SiO ₃]	41,9	33—40	3,4—3,75	
Медь	Самородная медь	Cu	100		8,5—9	
	Халькозин	Cu ₂ S	79,8	79,67	5,5—5,8	
	Ковеллин	CuS	66,5	66,43	4,6—4,7	
	Халькопирит	CuFeS ₂	34,6		4,2	
	Борнит	Cu ₅ FeS ₄	До 63,3		4,9—5,5	
	Энаргит	Cu ₃ AsS ₄	48,3		4,4—4,5	
	Тетраэдрит	Cu ₁₂ Sb ₄ S ₁₃	45,77	23—45	4,4—5,4	
	Теннантит	Cu ₁₂ As ₃ S ₁₃	51,57	30—53		
	Бурнонит	PbCuSbS ₃	13,0	12,0—15,12	5,8	
	Куприт	Cu ₂ O	88,8		5,8—6,15	
	Зона окисления	Малахит	Cu ₂ [CO ₃] (OH) ₂	57,5		4
		Азурит	Cu ₃ [CO ₃] ₂ (OH) ₂	55,3		3,8
		Хризоколла	CuSiO ₃ · nH ₂ O	40,4		2,0—2,3
Брошантит		Cu ₄ [SO ₄] (OH) ₆	56,2		3,8—3,9	
Молибден Зона окисления		Молибденит	MoS ₂	60		4,7—4,8
	Вульфенит	Pb [MoO ₄]	26,1		6,3—7,0	
	Повеллит	Ca [MoO ₄]	48		4,2—4,5	

Элемент	Минерал	Формула	Содержание металла (элемента), %		Плотность
			теоретическое	по данным анализов	
Мышьяк	Арсенопирит	Fe AsS	46,0	39,4—48,7	5,9—6,2
	Леллиангит	Fe As ₂	72,8	66,69—70,09	7—7,4
	Реальгар	AsS	70,1	69,5—70,0	3,4—3,6
	Аурипигмент	As ₂ S ₃	61,0	57,67—60,87	3,4—3,5
	Теннантит	Cu ₁₂ As ₄ S ₁₃	До 20	9,0—20,0	4,4—5,4
	Скородит	Fe [AsO ₄] · 2H ₂ O	30,0		3,1—3,3
Натрий	Каменная соль	NaCl	39,3		2,2
Никель	Никелин	NiAs	43,92	40,6—44,98	8
	Хлоантит	NiAs ₃₋₂	28,14		6,2—7,2
	Пентландит	(Fe, Ni) ₉ S ₈	34,22	10—40	4,5—5
	Гарниерит	(Ni, Mg) ₄ [Si ₄ O ₁₀] (OH) ₄ 4H ₂ O		4,3—36,1	2,3—2,8
	Рердинскит	(Ni, Mg) ₆ [Si ₄ O ₁₀] (OH) ₈		5—30	2,5—3,2
Ниобий	Колумбит	(Fe, Mn) (Nb, Ta) ₂ O ₆		22—54—5	5,3—7,3
	Фергюсонит	Y (Nb, Ta) O ₄		20—32	4,3—6,2
	Лопарит	(Na, Ce, Ca) (Nb, Ti) O ₃		До 8	4,7—4,9
	Пирохлор	(Na, Ca . . .) ₂ (Nb, Ti) ₂ O ₈ (F, OH)		До 44	4—4,4
Олово	Касситерит	SnO ₂	78,7	69—78	6,8—7,1
	Станнин	Cu ₂ Fe SnS ₄	27,6	25,3—27,8	4,3—4,5
	Килиндрит	Pb ₂ Sn ₄ Sb ₂ S ₁₄	24,8	25,38	5,5
	Тиллит	PbSnS ₂	30,51	30,06—43,4	6,4
	Группа платины	Полихсен Иридиевая платина Палладиевая платина Родиевая платина Платинистый иридий Осмит	(Pt, Fe) (Ir, Pt, Fe) (Pd, Pt, Fe) (Rh, Pt, Fe) (Ir, Pt) (Os, Ir)	Pt 80—88 Ir до 7 Pd до 7—40 Rh до 6,8 Ir до 90 Os до 80	59,9—87,2 19,64—55,44

Элемент	Минерал	Формула	Содержание металла (элемента) %		Плотность
			теоретическое	по данным анализов	
Группа платины	Палладий Невьянскит Сысертскит Рутенневый невьянскит Сперрилит Куперит	Pd (Ir, Os) (Os, Ir) (Ir, Os, Ru) PtAs ₂ PtS	} Ir 47—77 Ru до 0,5 Pt 56,6 Pt 86,89		11—12
					17—21
					17—20
				52,57—56,4	10,5
				82,2—85,6	9,5
Рений	Молибденит	MoS ₂		Re до 0,33	
Ртуть	Киноварь Ртутная — блеклая руда (шватцит)	HgS (Cu, Hg) ₁₂ Sb ₄ S ₁₃	86,2	До 17	8—8,2 5
Рубидий	Карналлит Лепидолит	KCl · Mg Cl ₂ · 6H ₂ O KLi _{1,5} · Al _{1,5} [AlSi ₃ O ₁₀] (F, OH) ₂		0,015—0,037 1,19—3,46	
Свинец	Галенит Бурнопит Буланжерит Джемсонит Церуссит Англезит Пироморфит	PbS PbCu Sb S ₃ Pb ₅ Sb ₄ S ₁₁ Pb ₄ FeSb ₈ S ₁₄ Pb [CO ₃] Pb [SO ₄] Pb ₅ [PO ₄] ₃ Cl	86,6	82—86,6	7,5
			42,5	40,2—43,85	5,8
			55,4	54,7—55,6	6,2
			40,16	39—40	5,6
			77,55		6,5
Зона окисления			68,3		6,1—6,4
			76,38		6,7—7,1
Селен	Пирит Галенит Различные селениды	FeS ₂ PbS		Следы До 1,23	
Сера	Самородная сера Пирит	S FeS ₂	100		2
			53,4	50,7—53,3	5,2

Элемент	Минерал	Формула	Содержание металла (элемента), %		Плотность
			теоретическое	по данным анализов	
Сера	Пирротин	$Fe_{1-x}S$	36,5	38,2—39,5	4,6
	Гипс	$Ca [SO_4] \cdot 2H_2O$	23,2		2,3
Серебро ²	Самородное серебро	Ag	100	96,78—98,45	10
	Аргентит	Ag_2S	87	77,58—86,71	7
	Прустит	Ag_3AsS_3	65,4	64,5—65,37	5,6
	Пираргирит	Ag_3SbS_3	59,8	59,8	5,8
	Стефанит	Ag_5SbS_4	68,3	67,8—68,6	6,2
	Полибазит	$(Ag, Cu)_{10} Sb_2 S_{11}$	75,5	64,3—71	6
	Пирсеит	$(Ag, Cu)_{10} As_2 S_{11}$	78,4	55,17—72,43	6,1
	Кераргирит	AgCl	75,0		5,5—5,6
Стронций	Стронцианит	$Sr [CO_3]$	59,3		3,7
	Целестин	$Sr [SO_4]$	47,7		3,9
Сурьма	Антимонит	Sb_2S_3	71,4	70,2—71,5	4,5—4,6
	Бертьерит	$FeSb_2S_4$			4,5—4,6
	Тетраэдрит	$Cu_{12}Sb_4S_{13}$	29,2	До 15—30	4,4—5,4
	Буланжерит	$Pb_4Sb_1S_{11}$	25,7	25,4—25,7	6,2
	Джемсонит	$Pb_4FeSb_6S_{14}$	35,39	32—34,7	5,6
	Кермесит	Sb_2S_2O			4,6
Зона окисления	Окислы и гидроокислы сурьмы			До 75	5,1—5,2
Таллий	Пирит	FeS_2	32,16	До 0,1—1 29,52	5,3
	Врбант	$TlAs_2SbS_5$			

² Основное количество серебра добывается из галенита, блеклой руды, халькозина, пирита, в которых содержание серебра бывает весьма различным.

Элемент	Минерал	Формула	Содержание металла (элемента), %		Плотность
			теоретическое	по данным анализов	
Тантал	Танталит Фергюсонит Лопарит Пирохлор	$(\text{Fe, Mn}) (\text{Ta, Nb})_2\text{O}_6$ $\text{Y}(\text{Nb, Ta})\text{O}_4$ $(\text{Na, Ce, Ca}) (\text{Nb, Ti})\text{O}_3$ $(\text{Na, Ca})_2 (\text{Nb, Ta, Ti})_2\text{O}_6 (\text{OH, F})$		43—66	6,5—8,2
				1,6—22	4,3—6,2
				До 1	4,7—4,9
				До 77	
Теллур	Калаверит Сильванит Нагиагит Петцит Гессит Алтаит	AuTe_2 AuAgTe_4 $\text{Pb}_5\text{Au} (\text{Te, Sb})_4 \text{S}_{5-8} (?)$ Ag_3AuTe_2 Ag_2Te PbTe	56,4	56,9—57,87	9,0—9,4
			62,6	60,4—62,4	7,9—8,3
				18—30	6,8—7,5
			32,87	33—34,9	8,7—9,0
			37,1	36,1—37,1	8,2—8,9
			38,0	36,8—38,4	8,1—8,2
Титан	Рутил Ильменит	TiO_2 FeTiO_3	60,0		4,2
			31,6		4,7
Торий	Торит Монацит	$\text{Th} [\text{SiO}_4]$ $(\text{Ce, Th, La}) [\text{PO}_4]$	71,7		4,6
				2,02—24,1	
Уран	Урановая смолка Карнотит Уранофан Браннерит	UO_2 $(\text{K, Na, Ca, Cu, Pb})_2 (\text{UO}_2)_2 [\text{VO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ $\text{Ca} (\text{UO}_2)_2 [\text{SiO}_4]_2 (\text{OH}_3)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ $(\text{U, Ca, Fe, Y, Th}) (\text{Ti, Fe})_2\text{O}_6$	33,3	До 76,7	9,5
			52,7	54,6	4,5
			55,6	52,4—55,7	3,8—3,9
				7,5—27,5	4,5—5,4
Фосфор	Апатит Фосфорит	$\text{Ca}_5 [\text{PO}_4]_3 (\text{F, Cl})$ Смесь апатита, подолита, гидроксилapatита и др.	41—42,3	5—35	3,2

Элемент	Минерал	Формула	Содержание металла (элемента), %		Плотность
			теоретическое	по данным анализов	
Фтор	Флюорит	CaF_2	48,8		3,2
Хром	Хромит	FeCr_2O_4	46,4	12—45	4—4,8
Цезий	Лепидолит Поллудит	$\text{KLi}_{1,5}\text{Al}_{1,5} [\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] (\text{F}, \text{OH})_2$ $(\text{Cs}, \text{Na}) [\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$	42,8	0,075—0,68	2,8—2,9 2,9
Церий и др. редкие земли	Монацит Ксенотим Лопарит Ортит Паризит Бастнезит	$(\text{Ce}, \text{La}) [\text{PO}_4]$ $\text{Y} [\text{PO}_4]$ $(\text{Na}, \text{Ce}, \text{Ca}) (\text{Nb}, \text{Ti}) \text{O}_3$ $(\text{Ca}, \text{Ce})_2 (\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg}) \text{Al}_2 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$ $\text{Ca} (\text{Ce}, \text{La} \dots)_2 [\text{CO}_3]_3 \text{F}_2$ $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Pr}) [\text{CO}_3] \text{F}$	59,7	17—35 До 63 До 34 До 23 48—53 65,4	4,9—5,5 4,5—4,6 4,7—4,9 4,1 4,3 4,5—5,2
Цинк	Сфалерит Франклинит	ZnS $(\text{Zn}, \text{Mn}) \text{Fe}_2\text{O}_4$	67,1	43,6—67 7—20,5	3,5—4,2 5—5,2
Зола окисления	Смитсонит Виллемит Каламин (галмей)	$\text{Zn} [\text{CO}_3]$ $\text{Zn}_2 [\text{SiO}_4]$ $\text{Zn}_4 [\text{Si}_2\text{O}_7] [\text{OH}]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	52,1 58,6 54,3		4,1—2,5 3,9—4,2 3,4—3,5
Цирконий	Циркон Бадделейт Эвдиалит	$\text{Zr} [\text{SiO}_4]$ ZrO_2 $(\text{Na}, \text{Ca})_8 \text{Zr} [\text{Si}_6\text{O}_{17}] (\text{OH}, \text{Cl})$	49,7	До 70 До 11	4,5 4,9—5,4 2,8—3,0

в пределах от 60 до 96 %, водорода — от 2 до 12 % (Ю. Жемчужников, 1948 г.).

В состав нефтей входят углеводороды, составляющие их основную массу, а также кислородные, сернистые и азотистые органические соединения.

На основании минерального и химического состава, определяющего промышленную ценность и технологические свойства минерального сырья, полезные ископаемые разделяются на природные типы или сорта.

Для рудных и нерудных месторождений нет единой группировки минерального сырья по природным сортам. Можно говорить о разделении их по степени концентрации рудных минералов, выделяя руды богатые (массивные, сплошные) и убогие (вкрапленные), по составу преобладающих соединений (силикатные, кремнистые, сульфидные, окисные и др.), по генезису (первичные неизмененные, вторичные окисленные и др.). Для некоторых рудных и нерудных полезных ископаемых, таких, как железо, марганец, бокситы, асбест, слюда и другие, разработана группировка минерального сырья по природным сортам.

Для углей предложено несколько классификаций по их природным типам. Например, для углей Донецкого бассейна выделяются марки: 1) длиннопламенная (D) с выходом летучих на горючую массу более 42 %, газовая (Г) с выходом летучих от 35 до 44 %, паровично-жирная (ПЖ) с выходом летучих от 26 до 35 %, коксовая (К) с выходом летучих от 18 до 26 %, паровично-спекающаяся (ПС), с выходом летучих от 12 до 18 % и тощая (Т) с выходом летучих менее 17 %.

Нефти по содержанию в них основного углеводородного компонента разделяются на три класса: 1) метановые (парафиновые), с содержанием парафина или алкана более 50 %, 2) нафтеновые, с содержанием нафтена или циклана более 50 %, 3) ароматические, с содержанием соответствующего углеводорода в количестве более 50 %.

ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ РУД

Текстуры и структуры минерального вещества, слагающего месторождения полезных ископаемых, наиболее систематически изучены для рудных образований. На их примере они и будут кратко рассмотрены.

Текстура руды определяется пространственным взаиморасположением минеральных агрегатов, отличающихся друг от друга по форме, размерам, составу и структуре. Текстура может проявляться в крупном и мелком плане. С этой точки зрения можно различать три порядка текстур: мегатекстуру, макротекстуру и микротекстуру. Мегатекстура отличается взаиморасположением крупных по площади минеральных агрегатов, наблюдаемых непосредственно в срезам рудных тел (обнажениях, очистных пространствах, забоях). Макротекстура различается глазомерно в отдельных штуфах руды. Микроструктура наблюдается под микроскопом.

Структура руды определяется формой, размером и способом сочетания минералов или их обломков в пространственно обособленных минеральных агрегатах. Различают макроструктуру, наблюдаемую в крупнозернистых минеральных агрегатах на глаз, и микроструктуру, выявляемую в мелкозернистых агрегатах под микроскопом.

Текстуры и структуры руд различного происхождения отличаются друг от друга, а их исследование проливает свет на многие важные особенности формирования месторождений. Ниже они будут кратко охарактеризованы при описании разных генетических классов месторождений полезных ископаемых. Здесь же приводится только краткое сводное систематическое описание текстур и структур руды, в основном по А. Ветехтину и др. (1958 г.), П. Рамдору (1954 г.), С. Талдыкину и др. (1954 г.), С. Юшко (1962 г.).

Текстуры руд можно разделить на десять групп с различным количеством их видов внутри каждой группы: массивная, пятнистая, полосчатая, прожилковая, сфероидальная, почковидная, дробления,

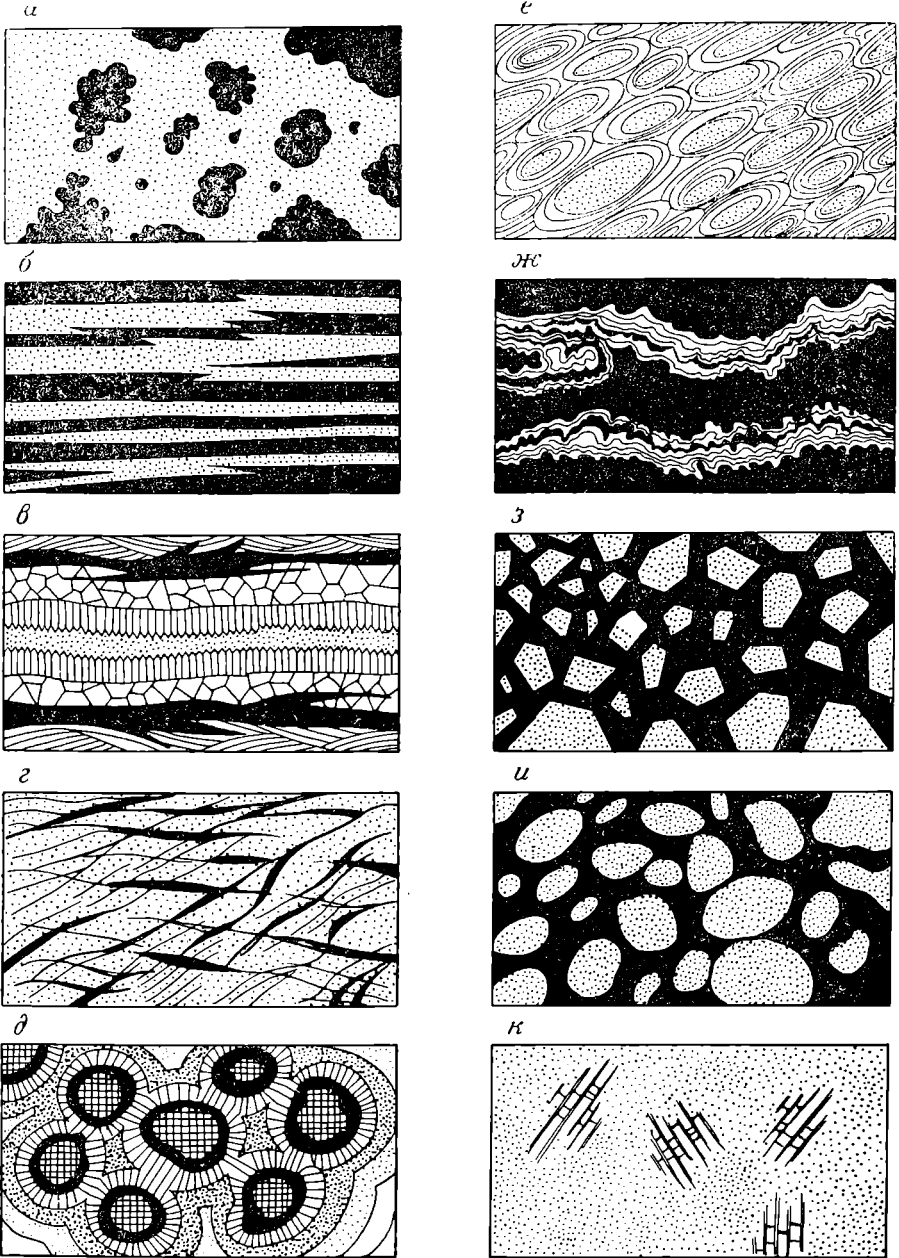


Рис. 20. Некоторые типы текстур руд (схемы)

а — пятнистая; б — полосчатая; в — кристификационная; г — прожилковая; д — конардовая; е — оолитовая; ж — колломорфная (по С. Юшко); з — брекчиевая; и — брекчиевидная; к — фрагменты каркасно-ящичной текстуры

пустотная, каркасная, рыхлая (табл. 5). Некоторые разновидности текстур в схематичном виде изображены на рис. 20.

М а с с и в н а я текстура широко распространена и принадлежит рудам равномерного сплошного мономинерального или полиминерального сложения.

Основные типы текстур руд

Группа	Вид	Месторождения					
		метаморфические	магматические	пегматитовые	гидротермальные	выветривания	осадочные
Массивная	Массивная (сплошная)	+	+	-	+	+	+
	Такситовая (пятнистая)	+	+	+	+	+	-
Полосчатая (симметричная и асимметричная)	Вкрапленная	+	+	+	+	+	-
	Полосчатая	+	+	+	+	+	-
	Ленточная	-	-	-	+	+	+
	Слоистая	+	+	-	-	-	+
	Линзовидная	+	+	+	+	+	+
	Площчатая	+	-	-	-	-	+
	Гнейсовидная	+	-	-	-	-	-
	Сланцеватая	+	-	-	-	-	-
	Крустификационная (гребенчатая)	-	-	-	+	-	-
	Поточная (флюктуационная)	-	+	-	+	-	-
	Прожилковая	Сетчатая	-	+	-	+	-
Пересекающихся прожилков		-	+	-	+	-	-
Параллельных прожилков		-	+	-	+	-	-
Сфероидальная	Нодулярная	-	+	-	-	-	-
	Кокардовая	-	-	-	+	-	-
	Кольцевая	+	-	-	-	-	-
	Друзовая (миаролитовая)	+	-	+	+	+	-
	Лучистая	+	-	+	+	+	-
	Конкреционная	-	-	-	-	+	+
	Секреционная (жеодовая, миндалекаменная)	-	-	-	+	+	+
	Оолитовая	-	-	-	-	-	+
Почковидная	Бобовая, гороховая	-	-	-	-	-	+
	Конгломератовая	-	-	-	-	-	+
	Колломорфная	-	-	-	+	+	+
	Корковая, скорлуповатая	-	-	-	-	+	-
Дробления	Пузырчатая	-	-	-	-	+	-
	Пересечения	-	-	-	+	+	-
	Брекчиевая	+	+	-	+	+	-
	Брекчиевидная	+	+	-	-	+	-
Пустотная	Петельчатая	-	-	-	+	+	-
	Пористая (кавернозная, пещеристая)	-	-	-	-	+	-
	Пузырчатая	-	-	-	-	+	-
Каркасная	Сотовая	-	-	-	-	+	+
	Ячеистая	-	-	-	-	+	-
	Каркасно-губчатая	-	-	-	-	+	-
	Каркасно-ящичная	-	-	-	-	+	-
Рыхлая	Обломочная	-	-	-	-	-	+
	Землистая	-	-	-	-	+	+
	Порошковая (мучнистая, сажистая)	-	-	-	-	+	+

П я т н и с т а я текстура характеризуется неправильными, прерывистыми скоплениями рудных минералов среди нерудной минеральной массы. По размерам этих скоплений она разделяется на собственно пятнистую (такситовую, см. рис. 20, а) и вкрапленную.

П о л о с ч а т а я текстура отличается чередованием полос различного минерального состава (см. рис. 20, б). Для осадочных образований ее примером может служить слоистая текстура, для метаморфических — гнейсовидная, сланцеватая, площадчатая, для магматогенных — крусти-

фикационная (см. рис. 20, в), поточная (флюктуационная) и др. Полосчатая текстура по взаиморасположению минеральных полос различного состава может быть асимметричной (см. рис. 20, б) и симметричной (см. рис. 20, в).

Прожилковая текстура образуется системой сетчатых, пересекающихся или субпараллельных прожилков (см. рис. 20, г).

Сферoidalная текстура характеризуется концентрическими скоплениями рудообразующих минеральных агрегатов. Эта группа довольно разнообразна по видам текстур. Среди них можно отметить подулярную и кольцевую текстуру руд некоторых магматических месторождений, кокардовую (см. рис. 20, д) и друзовую гидротермальных месторождений, конкреционную и секретионную минеральных масс коры выветривания, оолитовую (см. рис. 20, е), бобовую и конгломератовую осадочных месторождений.

Почковидная текстура, известная среди руд гидротермального и поверхностного происхождения, формируется вследствие процессов коллоидного минералообразования (см. рис. 20, ж).

Дробленияя текстура особенно типична для многостадийных месторождений и обуславливается дроблением минеральных масс ранних генераций, сцементированных рудообразующими агрегатами поздних генераций (см. рис. 20, з и и).

Пустотная текстура отличается кавернозным строением руды, особенно характерным для продуктов коры выветривания.

Каркасная текстура, также типичная для зоны окисления, формируется в результате развития тонких, более или менее закономерно расположенных перепонок твердых минеральных скоплений (каркас), ячейки которых в той или иной мере выполнены рыхлой минеральной массой (см. рис. 20, к).

Рыхлая текстура развивается среди слабодиагенезированных осадков с обломками и зернами различного размера.

Структуры руд можно разделить на тринадцать важнейших групп с различным количеством их видов для каждой группы: равнозернистая, неравнозернистая, пластинчатая, волокнистая, зональная, кристаллографически-ориентированная, тесного срастания, окаймления, замещения, дробления, колломорфная, сферолитовая и обломочная (табл. 6). Некоторые разновидности этих структур схематически показаны на рис. 21.

Равнозернистая структура определяет строение рудной массы, сложной относительно равновеликими мономинеральными или полиминеральными агрегатами сравнительно изометрических зерен (см. рис. 21, а). В этой группе выделяется несколько видов структур отложения (гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, сидеронитовая и др.) и несколько видов структур перекристаллизации (гранобластическая, гомеобластическая).

Неравнозернистая структура отличается развитием крупных минеральных зерен среди мелкой их массы или, наоборот, наличием мелких зерен среди крупных кристаллов (см. рис. 21, б). В этой группе, как и в предыдущей, известны структуры отложения (порфирировая, пойкилитовая, эмульсионная и др.) и структуры перекристаллизации (порфиробластическая).

Пластинчатая структура выделяется пластинчатой формой всех или преобладающих зерен мономинеральной или полиминеральной рудной массы (см. рис. 21, в).

Волокнистая структура характеризуется тонконитевидным, волокнистым строением слагающих руду минеральных агрегатов (см. рис. 21, г).

Зональная структура создается при зональном чередовании полос минеральных выделений, возникших вследствие их последовательного отложения или замещения ранее выделившихся минералов более поздними (см. рис. 21, д).

Основные типы структур руд

Группа	Вид	Месторождения					
		метаморфические	магматические	пегматитовые	гидротермальные	выветривания	осадочные
Равнозернистая	Гипидиоморфнозернистая	—	+	+	+	—	—
	Аллоτριоморфнозернистая	—	+	+	+	—	—
	Панидиоморфнозернистая	—	+	+	+	—	—
	Ксеноморфнозернистая	—	+	+	+	—	—
	Сидеронитовая	—	+	—	—	—	—
	Гранобластическая	+	—	—	—	—	—
Неравнозернистая	Гомеобластическая	+	—	—	—	—	—
	Роговиковая	+	—	—	+	—	+
	Интерстициальная	—	+	—	+	—	—
	Порфировая	—	+	—	—	—	—
	Порфириовидная	—	+	—	+	—	—
	Пойкилитовая	—	+	+	+	—	—
Пластинчатая	Эмульсионная	—	+	—	+	—	—
	Порфиробластическая	+	—	—	—	—	—
	Пластинчатая	+	+	+	+	+	—
	Офитовидная	—	—	—	+	—	—
Волокнистая	Лепидобластовая	+	—	—	—	—	+
	Листоватая	+	—	—	+	—	—
	Волокнистая	+	+	—	+	+	—
Зональная	Войлочная	+	+	—	+	—	—
	Пучковидная (сноповидная)	+	—	—	+	—	—
	Зональная	—	—	+	+	+	—
Кристаллографически-ориентированная	Концентрически-зональная	—	—	—	+	+	+
	Ритмически-зональная	—	—	+	+	—	—
	Решетчатая	—	+	+	+	+	—
	Сетчатая	—	—	—	+	+	—
Тесного сращения	Ориентированно-эмульсионная	—	+	—	+	—	—
	Графическая	—	+	+	+	+	—
	Субграфическая	+	+	+	+	+	—
Окаймления	Эвтектическая	—	+	+	+	—	—
	Микропегматитовая	—	+	+	—	—	—
	Микропертитовая	+	+	+	—	—	—
Замещения	Оторочковая (каемковая)	+	—	—	+	+	—
	Венчиковая	—	—	—	+	—	—
	Петельчатая	—	+	—	—	+	—
Дробления	Раскрошенная	—	—	—	+	+	—
	Скелетная	—	—	—	+	+	—
	Реликтовая	—	—	—	+	+	—
	Катакластическая	+	—	—	—	—	—
Колломорфная	Гранокластическая	+	—	—	—	—	—
	Пересечения	+	—	—	—	—	—
	Колломорфная (гелевая)	—	+	—	+	+	—
	Зональная	—	—	—	+	+	+
Сферолитовая	Концентрически-зональная	—	—	—	+	+	+
	Дендритовая	—	—	—	—	+	—
	Перлитовая	—	—	—	+	+	—
	Сферолитовая	—	+	—	+	—	—
Обломочная	Радиально-лучистая	—	+	—	+	+	+
	Радиально-волоконистая	—	—	—	+	+	—
	Цементная	—	—	—	+	+	—
	Псаммитовая	—	—	—	—	—	+
	Псефитовая	—	—	—	—	—	+
Пелитовая	—	—	—	—	—	++	
Алевритовая	—	—	—	—	—	+	

Кристаллографически-ориентированная структура контролируется размещением одного или нескольких минералов по кристаллографическим направлениям другого минерала (по спайности, двойниковым плоскостям и др., см. рис. 21, *e*).

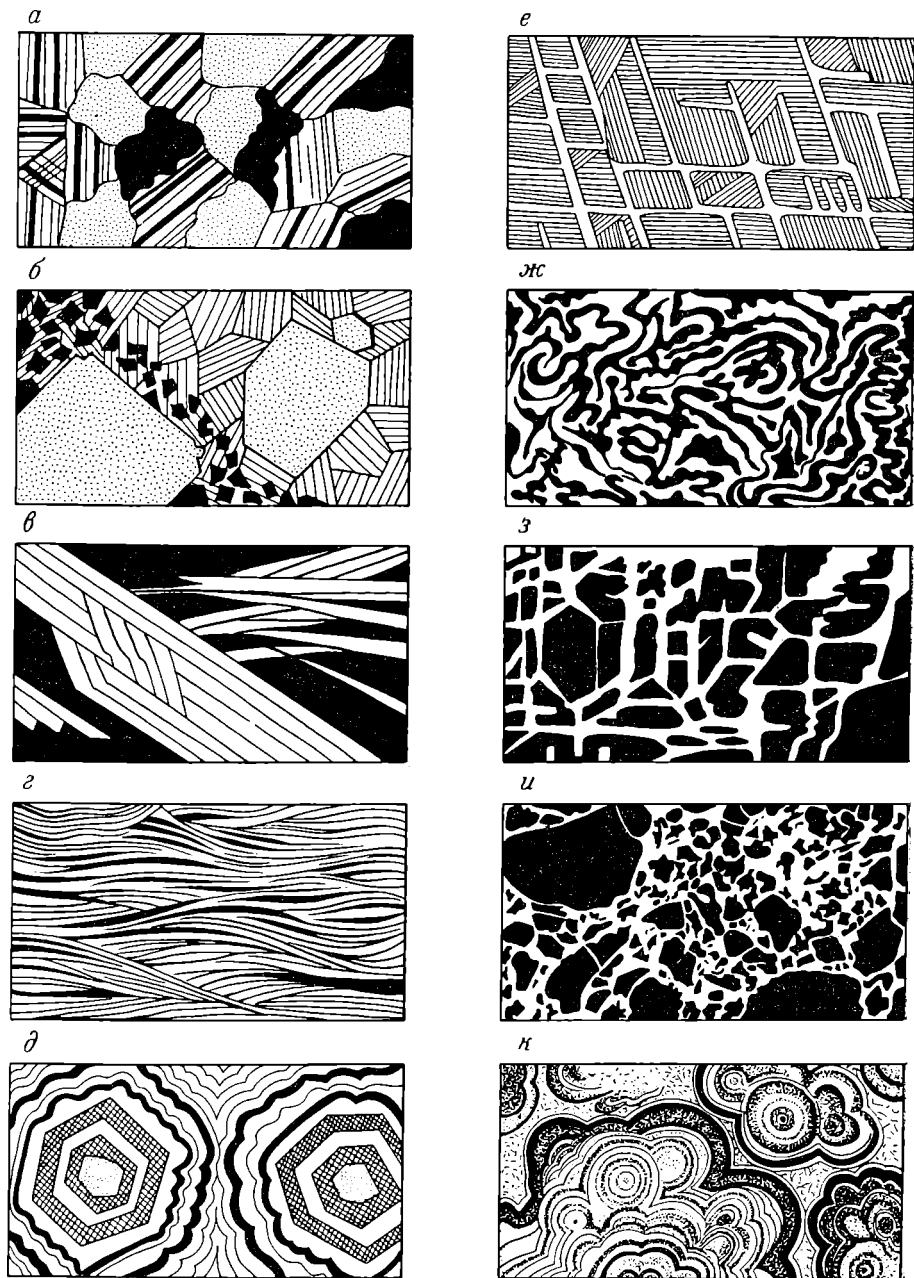


Рис. 21. Некоторые типы структур руд (схемы)

a — равнозернистая; *б* — неравнозернистая; *в* — пластинчатая; *г* — волокнистая; *д* — зональная; *е* — кристаллографически-ориентированная; *ж* — тесного срастания; *з* — замещения; *и* — дробления (по С. Юшко); *к* — колломорфная (по С. Юшко)

Тесного срастания структура характеризуется глубоким проникновением одних минералов в другие, их сильно извилистыми и клиновидными границами (см. рис. 21, *ж*).

Окаймления структура возникает в результате развития оторочек одного минерала вокруг другого.

З а м е щ е н и я структура формируется при метасоматическом развитии поздних минералов по контурам ранее отложившихся минералов (см. рис. 21, з).

Д р о б л е н и я структура обусловлена отложением последующих минералов по механическим нарушениям ранее образовавшихся минералов (см. рис. 21, и).

К о л л о м о р ф н а я структура возникает на различных стадиях преобразования минералов, выделившихся при коллоидном рудообразовании (см. рис. 21, к).

С ф е р о л и т о в а я структура типична для руды, состоящей из сферолитовых выделений с различно проявленным лучистым их строением.

О б л о м о ч н а я структура характерна для осадочных минеральных масс, иногда сцементированных или замещенных рудным веществом.

СТАДИИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Изучение текстур и структур руд позволяет проследить за эволюцией минералонакопления при формировании рудных месторождений и расчленить этот процесс на этапы и стадии (Бетехтин и др., 1958).

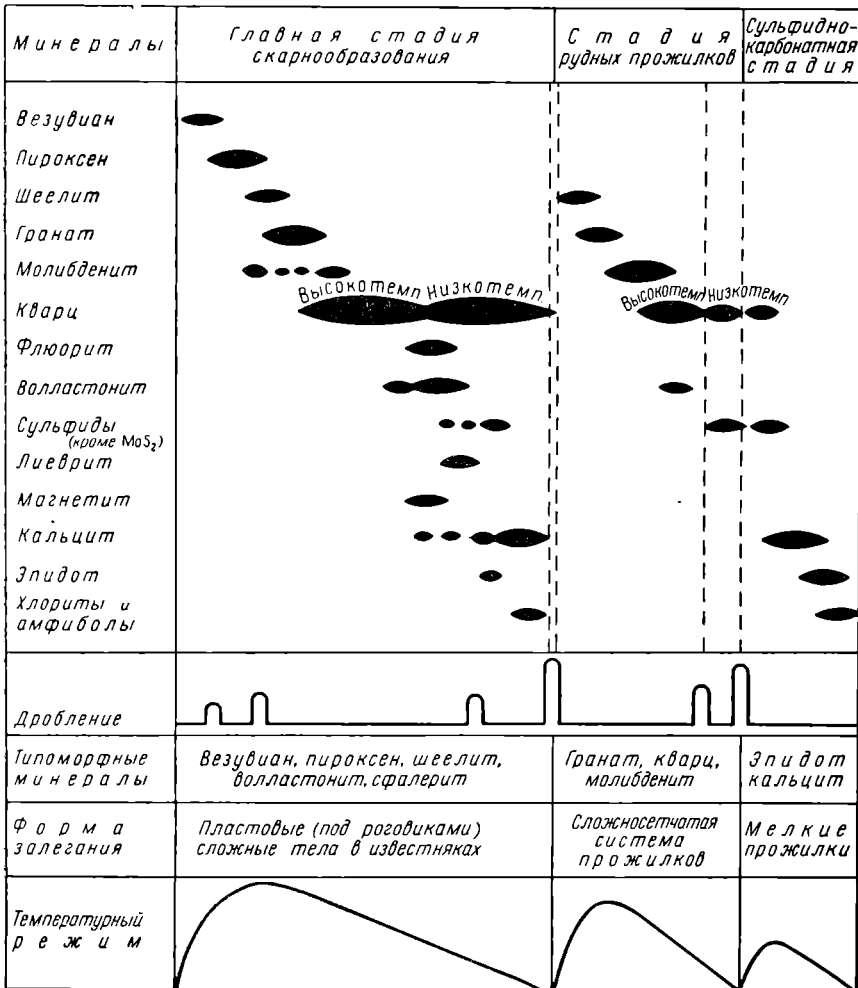


Рис. 22. Схема последовательности выделения минералов при образовании скарнового месторождения Тырны-Ауз. По А. Каленкову

Этапом рудообразования называется длительный период минералонакопления одного генетического процесса, например, магматического, пегматитового, гидротермального или поверхностного выветривания. Обычно руды месторождений принадлежат одному этапу минералонакопления, реже двум и более. Примером последнего случая могут служить верхние части рудных залежей, в контурах которых находятся минеральные массы, например, глубинного гидротермального и поверхностного обусловленного окислением, этапов. Рудная залежь может быть сформирована также вследствие нескольких этапов сходного процесса, например гидротермального, но принадлежащего расчлененным во времени этапам геологической истории.

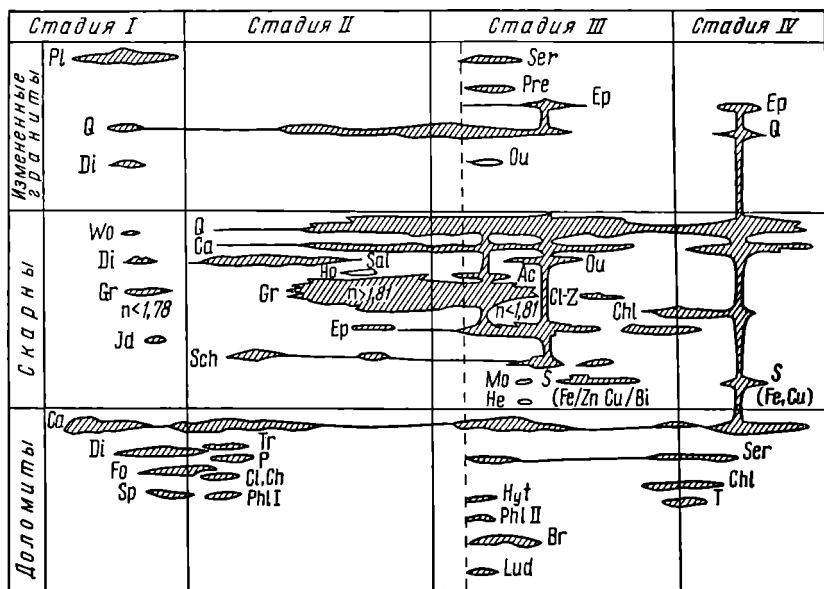


Рис. 23. Схема последовательности выделения минералов в различные стадии образования скарнового месторождения Костабонн. По Ж. Гитару и П. Лафтитту

Ac — актинолит; Br — брусит; Chl — хлорит; Cl, Ch — клиногумит, хондродит; Cl-Z — клиноцинит; Di — диопсид; Ep — эпидот; Fo — форстерит; Gr — гранат; He — гематит; Ho — роговая обманка; Hyt — гидроталькит; Id — идокраз; Lud — людогит; Mo — молибденит; Ou — уралит; P — парагасит; Phl I — флогопит I; Phl II — флогопит II; Pl — плагиоклаз; Pre — пренит; Q — кварц; S — сульфиды; Sal — салиит; Sch — шеелит; Ser — серицит; Sp — шпильель; T — тальк; Tr — тремолит; Wo — волластонит; Ca — кальцит

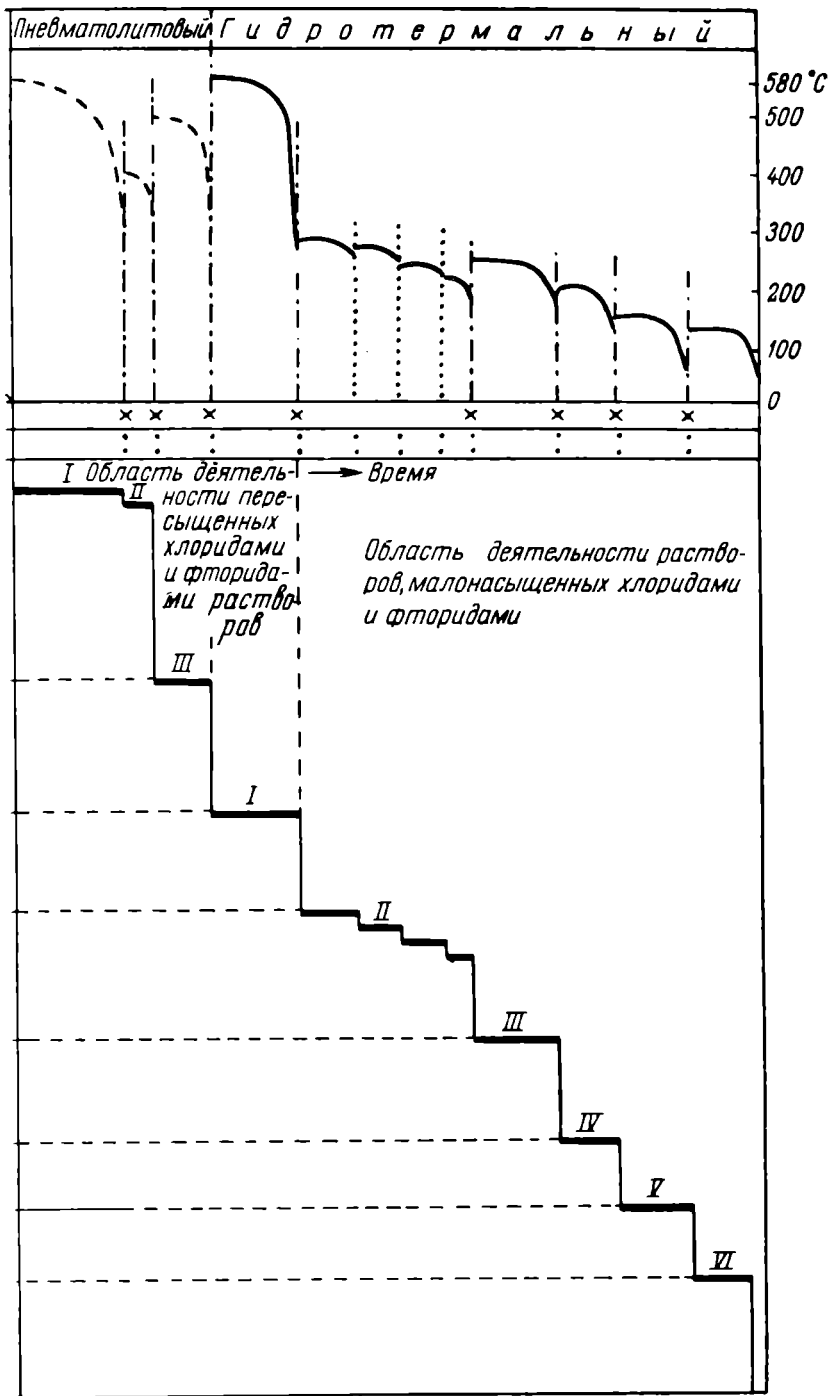
Стадией рудообразования называется период времени, находящийся в рамках одного этапа, в течение которого происходило накопление рудообразующих минералов определенного состава, отделенный перерывом минерализации от других стадий. Перерыв между стадиями рудообразования обычно соответствует тектоническому покою, завершающемуся в начале новой стадии тектоническим раскрытием рудной полости, сопровождающимся дроблением минерального вещества предшествующей стадии рудообразования.

По количеству стадий рудообразования выделяют месторождения простые — одностадийные и сложные — многостадийные. Критериями для выделения стадий рудообразования служат: 1) пересечение ранних минеральных отложений жилами и прожилками минерального вещества последующих стадий, 2) брекчирование минеральных агрегатов ранней стадии с цементацией их обломков минеральной массой новой стадии.

Минеральные ассоциации последовательных стадий рудообразования могут называться минеральными генерациями. В таких генерациях минеральный состав может быть полностью различным, целиком одинаковым или частично повторяться. В последних двух случаях

Этапы минералообразования	Характер оруденения	Стадии минерализации	Кривые изменения температуры
			Порядок выделения минералов
Тектонические движения			
Перерывы в росте			
Гидротермальные	Пневматолитовый	Редкометалльное	Главная стадия скарнирования и стадия сложных скарновых жилков <u>Плагиоклаз, пироксен I</u> <u>Гранат I</u> <u>Гранат II</u> <u>Везувит, вилластонит</u> <u>Пироксен II</u> <u>Шеелит</u> <u>Молибденит</u> <u>Кварц</u> <u>Флюорит</u>
			Стадия кварцевых молибдено-шеелитоносных прожилков <u>Пироксен II</u> <u>Шеелит</u> <u>Гранат III</u> <u>Молибденит</u> <u>Кварц</u> <u>Флюорит</u> <u>Шеелит</u>
	Сульфидное		Стадия пересыщенных хлоридами кремнеземистых растворов <u>Молибденит, кварц</u> <u>Флюорит</u> <u>Магнетит, гранат IV</u> <u>Магнетит</u> <u>Шеелит</u>
			Стадия зонарного кварца <u>Кварц зонарный</u> <u>Хлориты, альбит</u> <u>Ливерит</u> <u>Эпидот-цоизит</u> <u>Сульфиды Cu, Fe (мало)</u> <u>Кальцит ромбоэдрический</u>
			Стадия ромбоэдрического кальцита <u>Кварц</u> <u>Хлориты</u> <u>Сульфиды Zn, Pb, Cu, Fe</u> <u>Кварц</u>
			Стадия кварц-халькопиритовая <u>Кальцит пластинчатый</u> <u>Сульфиды Cu, Fe, Zn</u> <u>Кварц</u>
			Стадия призматического кальцита <u>Кальцит призматический</u> <u>Сульфиды Sb, Cu, Fe</u> <u>Кварц</u>
			Стадия сурьмяного рудопроявления <u>Кальцит, анкерит, пирит, антимонит, халькопирит, халцедон, опал-браганит</u>

Рис. 24. Схема последовательности выделения минеральных комплексов при образотуры процесса. Подчеркнуты минералы, для которых



вании скарнового месторождения Тырны-Ауз в связи с изменением температуры. По В. Лесняку определялась температура выделения

говорят о нескольких генерациях одного и того же минерала, выделяя, например, пирит первой, второй, третьей и т. д. генераций.

П а р а г е н е з и с о м, или **п а р а г е н н о й м и н е р а л ь н о й а с с о ц и а ц и е й** называют совместное нахождение минералов, обусловленное общностью их происхождения. Минеральный парагенезис может охватывать как несколько минеральных генераций (в случае сохранения геологических и физико-химических условий их образования), так и отдельные генерации (при резкой смене этих условий).

Эволюцию процесса минералонакопления при рудообразовании графически можно наглядно изобразить при помощи диаграмм последовательности выделения минералов (рис. 22 и 23). На таких диаграммах в первой вертикальной графе приводится перечень рудообразующих минералов, примерно в порядке общей последовательности их выделения. Следующие вертикальные графы отвечают этапам и стадиям рудообразования. Против минералов, образовавшихся в тот или иной этап и стадию, они заполняются горизонтальными линиями или овалами, толщина которых примерно соответствует относительному количеству данного минерала в руде. Такие диаграммы позволяют судить об общей эволюции минераловыделения, о смене одного этапа другим, одной стадии другой, о генерациях одних и тех же минералов по стадиям рудообразования. Иногда такие диаграммы градуируют по физическим параметрам рудообразования, например, температуре в период минералонакопления, что позволяет проследить за корреляцией между изменением физических условий и сменой минерального состава в процессе формирования месторождения (рис. 24). В других случаях подобные диаграммы заполняют не только перечнем рудообразующих минералов, но и колонкой химических элементов разной валентности и химической связи, слагающих руду, что содействует наглядному изображению геохимической эволюции в процессе рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Б е т е х т и н А. Г. [и др.]. Текстуры и структуры руд. Госгеолтехиздат, 1958.
Ж е м ч у ж н и к о в Ю. А. Введение в петрографию углей. Глав. ред. геолразв. и геодез. лит., М.—Л., 1934.
Р а м д о р П. Рудные минералы и их срастания. Изд-во иностр. лит., 1962.
Т а л д ы к и н С. И. [и др.]. Атлас структур и текстур руд. Госгеолтехиздат, 1954.
Ю ш к о С. А. Новая генетическая классификация текстур и структур руд. «Сов. геология», 1962, № 2.
-

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В основе принятой мной системы классификации лежит принцип, принятый и другими авторами новых схем, а именно, что рудообразовательные процессы тесно связаны с породообразующими.

В. Обручев, 1928

Месторождения полезных ископаемых формируются в процессе дифференциации минеральных масс при их круговороте в осадочном, магматическом и метаморфическом циклах образования горных пород и геологических структур. В соответствии с этим все месторождения полезных ископаемых разделяются на три крупные серии: осадочную, магматогенную и метаморфогенную.

СЕРИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Осадочные, или поверхностные, гипергенные, или экзогенные, месторождения полезных ископаемых по условиям своего образования связаны с геохимическими процессами, протекавшими в прошлом и развивающимися в настоящее время на поверхности и в приповерхностной зоне Земли. Местом накопления минерального вещества служат: 1) поверхность планеты; 2) ее тонкая приповерхностная пленка, распространяющаяся до уровня грунтовых вод; 3) дно болот, рек, озер, морей и океанов. Осадочные месторождения формируются вследствие химической, биохимической и в меньшей степени механической дифференциации минеральных веществ, обусловленной в конечном счете внешней энергией Земли, основным источником которой является Солнце. Они образуются в результате изменения сформированных на глубине и выведенных к поверхности Земли массивов горных пород и залежей полезных ископаемых, а также вследствие концентрации новых масс минерального сырья при осадкообразовании.

Изменение ранее созданных комплексов горных пород и глубинных месторождений происходит в зоне окисления, обусловлено химическим выветриванием и связано с образованием коры выветривания. В коре выветривания могут формироваться два типа месторождений: остаточные и инфильтрационные. **О с т а т о ч н ы е** месторождения возникают в обстановке водяно-воздушного окисления приповерхностной части земли вследствие выноса растворимых минеральных соединений и накопления труднорастворимого остатка, представляющего промышленную ценность. **И н ф и л ь т р а ц и о н н ы е** месторождения формируются при вторичном осаждении ценных растворенных веществ в нижней части зоны окисления и непосредственно ниже ее.

При физическом выветривании и связанном с ним механическом разрушении тел некоторых полезных ископаемых, в состав которых входят прочные и химически устойчивые минералы, образуются различные **р о с с ы п н ы е м е с т о р о ж д е н и я**, или **р о с с ы п и**.

При химической, биохимической и механической дифференциации минерального вещества в процессе накопления толщ осадочных пород возникают **о с а д о ч н ы е** месторождения различных полезных ископаемых.

Таким образом, экзогенную серию составляют три группы месторождений: коры выветривания, россыпи и осадочные.

Магматогенные, или глубинные, гипогенные, или эндогенные месторождения полезных ископаемых по условиям своего образования связаны с геохимическими процессами глубинных частей земной коры и возможно более глубоких ее сфер. Местом их локализации служат глубинные геологические структуры, определяющие условия накопления минерального вещества, морфологию и строение тел полезных ископаемых. Эти месторождения создаются под воздействием внутренней энергии Земли в связи с магматическими процессами коры и более глубоких частей планеты.

Среди них выделяются **магматические** залежи полезных ископаемых, образовавшиеся при застывании тех фракций магматических расплавов, в которых сконцентрировались ценные минеральные соединения. Обособляются также своеобразные **пегматитовые** месторождения, представляющие собой застывшие на месте или выжатые в породы кровли остаточные магматические расплавы, подвергшиеся метасоматическому воздействию горячих минерализованных газоводных растворов магматогенного происхождения. В последнее время намечена группа **карбонатитовых** месторождений, связанная исключительно с ультраосновными щелочными интрузиями центрального типа. Кроме того, могут быть выделены **контакто-метасоматические**, или **скарновые** месторождения, возникающие вследствие метасоматоза в области разогретых контактов остывающих массивов силикатных магматических пород и примыкающих к ним карбонатсодержащих осадочных или эффузивно-осадочных толщ. Наконец, к магматогенным принадлежат **гидротермальные** месторождения, созданные в глубинах земной коры при отложении минерального вещества горячими газоводными растворами, отщепившимися от магмы в процессе ее эволюции и дифференциации при остывании.

Таким образом, эндогенную серию составляют пять групп месторождений: магматические, пегматитовые, карбонатитовые, скарновые и гидротермальные.

Метаморфогенные месторождения полезных ископаемых формируются при интенсивном преобразовании горных пород на значительной глубине от поверхности Земли. В этих условиях могут возникнуть новые **метаморфические** месторождения и образоваться глубоко измененные старые **метаморфизованные** месторождения.

Таким образом, метаморфогенную серию составляют две группы месторождений: метаморфические и метаморфизованные. Сводная генетическая классификация месторождений полезных ископаемых, принятая в данном курсе, приведена в табл. 7.

подавляющее большинство месторождений формировалось длительное время иногда со сменой характера преобразования и накопления минерального вещества, в связи с чем местами приходится выделять **сложенные** и по генезису залежи полезных ископаемых, созданные в результате последовательно менявшихся процессов минералонакопления.

В природе не всегда существуют резкие границы между разными процессами образования месторождений полезных ископаемых. Поэтому, кроме вышеперечисленных основных генетических групп полезных ископаемых, есть **переходные** типы месторождений, занимающие промежуточное положение между основными.

Залежи полезных ископаемых всех трех серий — осадочной, магматогенной и метаморфогенной — могут быть сформированы синхронно с вмещающими их породами и тогда они называются **сингенетичными**. В том случае, когда они образуются вследствие тех или иных геологических процессов в пределах ранее созданных горных пород, они называются **эпигенетичными**.

Сводная генетическая классификация месторождений полезных ископаемых

Серия	Группа	Класс	Подкласс
Эндогенная	Магматическая	Ликвационный Раннемагматический Позднемагматический	
	Пегматитовая	Простые пегматиты Перекристаллизованные пегматиты Метасоматически замещенные пегматиты Десилицированные пегматиты	
	Карбонатитовая	Магматический Метасоматический	
	Скарновая		
	Гидротермальная	Грейзеновый Эндотермальный Телетермальный Колчеданный Субвулканический	
Экзогенная	Выветривания	Остаточный Инфильтрационный	
	Россыпная	Элювиальный Делювиальный Проллювиальный Аллювиальный Латеральный Гляциальный	Косовой Русловой Долинный Дельтовый Террасовый Озерный Морской Океанический Моренный Флювиогляциальный
	Осадочная	Механический Химический Биохимический	
Метаморфогенная	Метаморфизованная	Регионально-метаморфизованный Контактово-метаморфизованный	
	Метаморфическая		

Определенным формациям горных пород свойственны соответствующие группы месторождений полезных ископаемых. Ф о р м а ц и е й называется комплекс парагенетически связанных горных пород магматического, осадочного или метаморфического происхождения и ассоциированных с ним месторождений полезных ископаемых, обусловленных единством происхождения в определенных структурно-фациальных геологических условиях. Нижеприведенная краткая характеристика формаций магматических пород приведена с учетом работ Ю. Билибина,

Ю. Кузнецова и др.; перечень формаций осадочных пород соответствует данным В. Белоусова, Н. Шатского и Л. Рухина. М е т а л л о г е н и е й, или м и н е р а г е н и е й, называется направление геологических исследований, изучающее закономерности пространственного размещения полезных ископаемых в земной коре в связи с историей ее геологического развития.

Условия образования месторождений полезных ископаемых, их минарагения различны для геосинклиналей и платформ.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

На всем протяжении развития мобильных геосинклиналей и их постепенном превращении в относительно стабильные складчатые провинции формируются эндогенные и экзогенные месторождения полезных ископаемых. Однако условия образования различных групп месторождений существенно отличаются на разных стадиях превращения геосинклиналей в складчатые области. В истории формирования складчатых областей на месте геосинклиналей Ф. Штилле, А. Архангельский и другие выделяют три главные стадии, эволюцию магматизма и металлогении которых наиболее глубоко исследовал Ю. Билибин. Это ранняя, средняя и поздняя стадии геосинклинального развития.

Ранняя стадия, или как ее еще иногда называют начальная, доскладчатая, или собственно геосинклинальная стадия охватывает промежуток времени от заложения геосинклинали до главных фаз складчатости, приводящих к инверсии осевого геосинклинального прогиба в срединное поднятие. Она характеризуется устойчивым прогибанием толщ геосинклинальных осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Этот процесс сопровождается эпизодическими интрузиями ультраосновного и основного состава. Со всеми тремя комплексами пород ранней стадии геосинклинального развития — интрузивными, эффузивными и осадочными — связаны особые группы полезных ископаемых. Среди магматических пород и обусловленных ими месторождений полезных ископаемых этой стадии можно выделить четыре формации.

Ф о р м а ц и я с у б м а р и н н ы х в у л к а н о г е н н ы х с п л и т о - к е р а т о ф и р о в ы х и п о р ф и р и т о в ы х п о р о д, с которой ассоциируются специфические приповерхностные гидротермальные и переходные гидротермально-осадочные месторождения колчеданных руд меди, цинка, свинца, а также окисных руд железа и марганца.

Ф о р м а ц и я п е р и д о т и т о в ы х п о р о д с магматическими месторождениями хромитов, а также некоторых элементов платиновой группы (осмий, иридий).

Ф о р м а ц и я г а б б р о - п и р о к с е н и т - д у н и т о в ы х п о р о д с магматическими месторождениями титаномагнетитов и других элементов платиновой группы (платина, палладий).

Ф о р м а ц и я п л а г и о г р а н и т - с и е н и т о в, для которой очень характерна ассоциация скарных месторождений железной и медной руды.

Среди осадочных пород ранней стадии геосинклинального режима можно выделить пять главных формаций и связанных с ними месторождений полезных ископаемых.

О б л о м о ч н а я — конгломератов, песчаников, алевролитов и глин, используемых в качестве строительных материалов.

К а р б о н а т н а я (известняковая) формация с пластовыми залежами осадочных месторождений лимонитовых и карбонатно-окисных руд марганца, бокситов и так называемых пластовых, или массивных, фосфоритов, известняков и доломитов.

Ш а м о з и т о в а я ф о р м а ц и я с характерными для нее силикатными рудами железа и отчасти марганца.

Кремнистая формация, представленная разного рода роговиками, иногда содержащими убогую железную и марганцовую руду.

Битуминозная формация, сложенная битуминозными сланцами, с повышенным количеством рассеянных органического вещества и тяжелых металлов в их составе; последние связаны в большинстве своем в форме сульфидов (железо, медь, цинк, молибден и др.), хотя известны и окисные соединения (уран, ванадий).

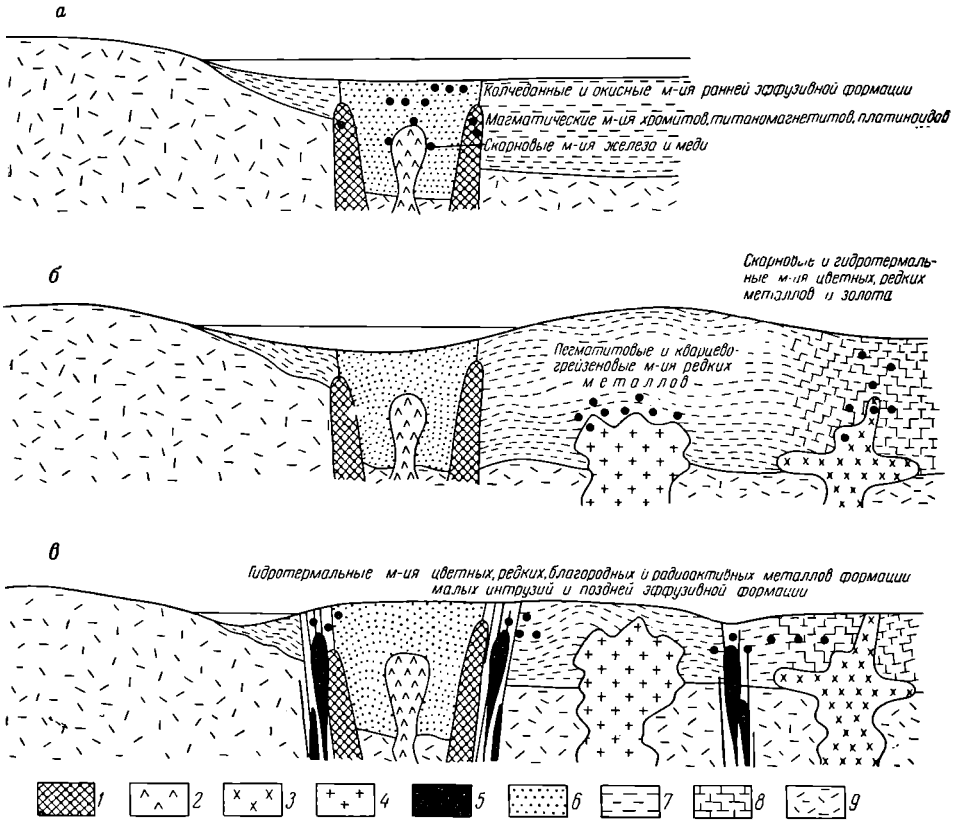


Рис. 25. Схема расположения магматических формаций и связанных с ними месторождений полезных ископаемых ранней (а), средней (б) и поздней (в) стадии геосинклинального развития

1 — формация перидотитовых и габбро-пироксенит-дунитовых пород с магматическими месторождениями хромитов, титаномагнетитов и платиноидов; 2 — формация плагиограбит-сиенитов со скарновыми месторождениями железа и меди; 3 — формация гранодиоритов со скарновыми и гидротермальными месторождениями редких, цветных металлов и золота; 4 — формация гранитов с пегматитовыми и грейзено-кварцевыми гидротермальными месторождениями редких металлов; 5 — формация малых интрузий с гидротермальными месторождениями цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов; 6 — формация субмаринных вулканических спилито-кератофировых и порфиритовых пород с гидротермальными и гидротермально-осадочными месторождениями цветных металлов и окисных руд железа и марганца; 7 — осадочные, преимущественно терригенные, породы; 8 — осадочные породы со значительной долей карбонатных осадков; 9 — породы субстрата

Условия формирования магматогенных месторождений полезных ископаемых ранней стадии геосинклинального развития схематически изображены на рис. 25, а.

Перечисленный выше порядок формаций осадочных пород и связанных с ними месторождений отвечает в основном различным зонам глубин их накопления и смене химического режима осадкообразования. Активный кислородный режим, свойственный приповерхностной зоне, с глубиной сменяется воздействием углекислоты и еще ниже сероводорода, в связи с чем меняется состав осадочных пород и ассоциированных с ними минеральных месторождений (рис. 26).

Средняя (соскладчатая, или батолитовая) стадия геосинклинального развития (см. рис. 25, б) приходится на период главных фаз складчатости, приводящих к созданию на месте геосинклинали мобильной складчатой провинции. Она характеризуется сменой прогиба геосинклинального ложа его воздыманием, обычно вначале в осевой части в форме срединного поднятия, с последующим разрастанием приподнятой области к периферии геосинклинали. В эту стадию формируются крупные батолитические массы гранитоидов, разделяющихся на две формации (или субформации).

Формация умеренно кислых гранитоидов состава от габбро до гранодиоритов и гранитов, для которой типична ассоциация скарновых месторождений руд вольфрама (шеелита), а также гидротермальных месторождений золота, меди и молибдена, свинца и цинка; типоморфными являются скарновые месторождения вольфрамовых руд.

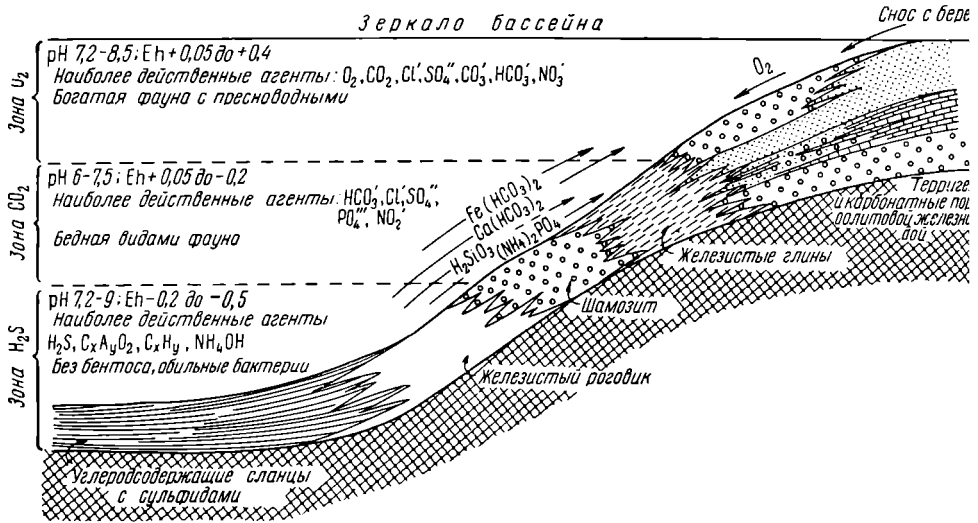


Рис. 26. Схема размещения железосодержащих формаций осадочных пород ранней стадии геосинклинального развития. По Г. Боржерту

Формация нормальных и крайне кислых гранитоидов состава гранитов — аляскитов, для которой особенно характерна устойчивая ассоциация пегматитовых и гидротермальных кварцево-грейзенового парагенезиса месторождений руд олова, вольфрама, лития, бериллия.

Среди осадочных пород на средней стадии геосинклинального развития особенно характерны две формации: флишевая и каустобиолитовая.

Флишевая формация распространяется на крыльях геосинклинали за счет размыва быстро растущих центральных поднятий; с ней связан разнообразный комплекс дешевых строительных материалов — известняков, глин, мергелей, в том числе цементных.

Каустобиолитовая формация (или подформация) характеризуется глинисто-песчаным составом с пластами горючих сланцев, иногда углей; местами угленосные фации по простиранию переходят в битуминозные и даже нефтеносные толщи.

Флишевая формация обычно залегает ближе к областям поднятий, каустобиолитовая — сменяет ее по мере удаления от них.

Поздняя (постскладчатая), или постбатолитовая, стадия геосинклинального развития (см. рис. 25, в) соответствует переходу мобильного складчатого пояса в молодую неокрепшую платформу.

В эту позднюю, переходную к платформенному режиму стадию образуется две магматических формации: малых интрузий и эффузив-

ная андезито-дацитового состава, с которыми связаны эпитермальные и субвулканические гидротермальные месторождения.

Ф о р м а ц и я малых интрузий обычно представлена серией гипабиссальных изверженных пород состава от диорит-порфиров до гранит-порфиров и сиенит-порфиров, внедрившихся вдоль крупных расколов земной коры; она является одной из самых продуктивных магматических формаций; с ней парагенетически связаны крупные богатые и разнообразные гидротермальные месторождения руд цветных, редких, радиоактивных и благородных металлов, а также скарновые месторождения комплексных руд (свинцово-цинковые, вольфрам-молибденовые и др.).

Ф о р м а ц и я наземных эффузивных пород преимущественно андезито-дацитового состава обуславливает формирование специфических субвулканических гидротермальных месторождений различного, часто сложного состава.

Для осадочных пород поздней стадии геосинклиналиного существования характерны разнообразные формации. Среди них важнейшими являются: молассовая, пестроцветная, соленосная и углеводородсодержащая песчано-глинистая.

М о л а с с о в а я формация сложена пестроцветными песчано-конгломератовыми породами сравнительно мелкого зерна в основании и более грубого в верхних частях разреза; она содержит месторождения дешевых строительных материалов — галечника и песка.

П е с т р о ц в е т н а я формация представляет собой чередование свит пластов глин, мелкозернистых песчаников и алевроитов бордово-красной и серо-зеленой окраски, свидетельствующих о смене окисно-закисного режима осадкообразования; с ней связаны осадочно-инфильтрационные месторождения железа, меди, ванадия и урана.

С о л е н о с н а я, **э в а п о р и т о в а я**, или **л а г у н н а я**, формация, в составе которой преобладают карбонатные глины, мергели и доломиты, характеризуются значительным накоплением каменной и калийных солей, а также гипсов и ангидрита; с ней иногда ассоциируются газонефтяные месторождения.

У г л е в о д о р о д с о д е р ж а щ а я **п е с ч а н о - г л и н и с т а я** формация разделяется на две субформации: 1) угленосную, содержащую месторождения ископаемых углей, и 2) нефтеносную с нефтематеринскими битуминозными породами и газонефтяными месторождениями.

Сводный перечень формаций горных пород и ассоциированных с ними типоморфных месторождений, возникающих на ранней, средней и поздней стадии геосинклиналиного развития, приведен в табл. 8.

Типы геосинклиналей. Вышеприведенная характеристика последовательности образования формаций магматических и осадочных пород в общем ходе превращения мобильных геосинклиналей в относительно стабильные складчатые территории при переходе от ранней к средней и затем поздней стадии их эволюции является обобщающей и нигде в полном объеме не проявляется. В истории развития тех или иных конкретных складчатых областей преобладают процессы, свойственные той или иной стадии геосинклиналиного развития, доминируют определенные группы формаций и ассоциированных с ними месторождений, при приглушенном проявлении других формаций и групп полезных ископаемых. Исследование особенностей эндогенного оруденения геосинклиналей показало, что наибольшее значение для их металлогенической характеристики имеют два обстоятельства: во-первых, интенсивность магматизма ранней, собственно геосинклиналиной стадии их развития; во-вторых, характер тектонического режима средней стадии, в период главных фаз складчатости, по схеме обращенного или необращенного превращения геосинклиналей в складчатые провинции. По этим признакам выделяется четыре вида геосинклиналей, названных геосинклиналями типа А, В, С и D.

Формации горных пород и типоморфные месторождения ранней, средней и поздней стадий геосинклинального развития

Группа формаций	Формация	Тип месторождения
Ранняя стадия		
Магматическая	Субмаринная вулканогенная спилито-кератофировая	Колчеданские сульфидные и окисные железа и марганца
	Перидотитовая	Магматические хромитов, осмия и иридия
	Габбро-пироксенит-дунитовая	Магматические титаномагнетитов, платины и палладия
	Плаггиогранит-сиенитовая	Скарповые железа и меди
Осадочная	Обломочная	Конгломераты, песчаники, глины
	Карбонатная	Окисные и карбонатные руды железа, марганца; фосфориты, известняки
	Шамозитовая	Силикатные руды железа и марганца
	Кремнистая	Убогие руды железа и марганца
	Битуминозная	Рассеянное органическое вещество, рассеянные сульфиды железа, меди, цинка, молибдена, окислы урана, ванадия
Средняя стадия		
Магматическая	Гранодиоритовая	Скарновые, преимущественно вольфрама, гидротермальные золота, меди и молибдена, свинца и цинка
	Гранитная	Пегматитовые, грейзеновые и гидротермальные кварцевого парагенезиса руд олова, вольфрама, лития и бериллия
Осадочная	Флишевая	Осадочные строительные материалы
	Каустобиолитовая	Горючие сланцы
Поздняя стадия		
Магматическая	Малые интрузии разнообразного состава	Различные гидротермальные месторождения, преимущественно сульфидного парагенезиса; комплексные скарповые
	Наземная вулканогенная	Субвулканические гидротермальные месторождения
Осадочная	Молассовая	Осадочные строительные материалы
	Пестроцветная	Осадочно-инфильтрационные железа, меди, ванадия, урана
	Соленосная углеводородсодержащая	Эвапоритовые солей; гипса Газо-нефтяные и угольные

Геосинклинали типа А характеризуются особо интенсивным эффузивным и интрузивным магматизмом и металлоносностью ранней стадии их развития. Их примером может служить герцинская геосинклиналь Урала (рис. 27). Ранняя стадия геосинклинального развития на Урале была решающей в определении металлогенического облика этой провинции. Энергичные магматические процессы и связанное с ними рудообразование этой стадии заложили основы рудоносности Урала. В начальный этап ранней стадии (от верхнего силура до среднего девона включительно) в узких геосинклинальных прогибах типа тектонических рвов происходило накопление мощных толщ субмаринных вулканогенно-осадочных пород спилито-кератофирового и порфиритового состава. Позднее, от верхнего девона до нижнего карбона включительно, погружение охватило все геосинклинальное ложе.

Обильный вулканизм ранней стадии сопровождался интенсивным глубинным магматизмом, представленным ультраосновными и основными породами и их щелочно-кислыми дериватами. В течение этой стадии были сформированы: 1) формация субмаринных эффузивов с серно- и медноколчеданными месторождениями вулканогенных синклинориев Урала; 2) формация гипербазитов с магматическими месторождениями хрома, платины и платиноидов; 3) формация базитов с магматическими

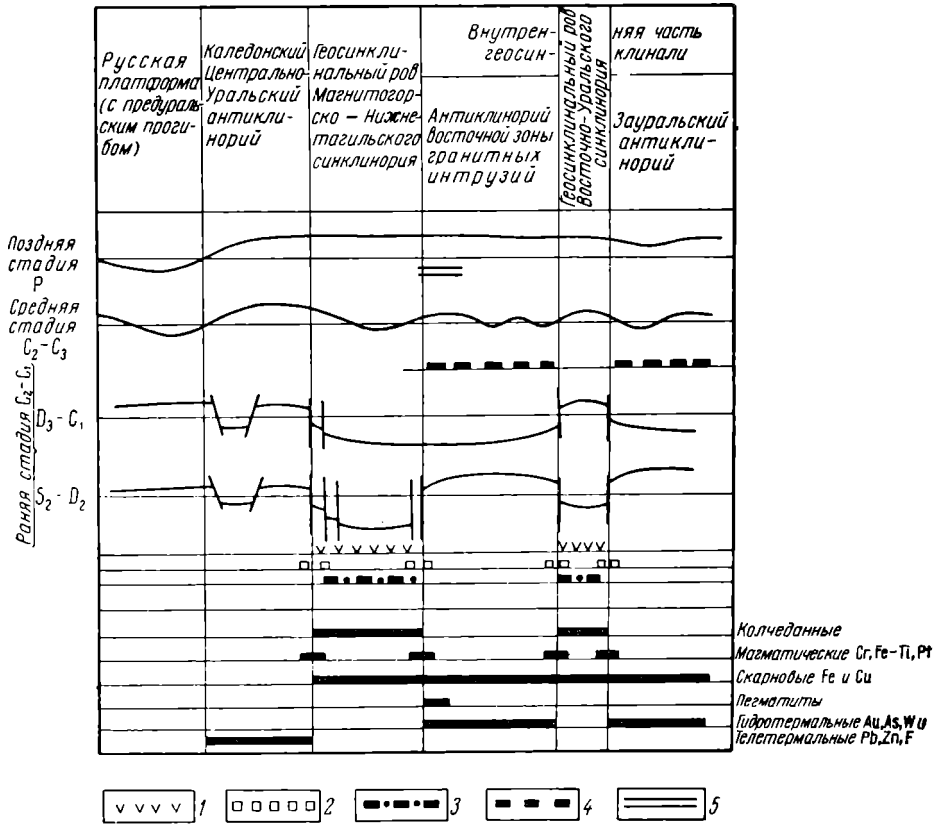


Рис. 27. Схема эволюции Уральской герцинской геосинклинали, ее магматизма и металлогении

1 — зоны накопления раннегерцинских вулканогенных пород и формирования связанных с ними колчеданных месторождений; 2 — зоны внедрения раннегерцинских гипербазитов и базитов и формирования связанных с ними магматических месторождений руд хрома, титаномagnetитов и платиноидов; 3 — зоны внедрения раннегерцинских плагиогранитов и сиенитов и формирования связанных с ними скарновых месторождений руд железа и меди; 4 — зоны внедрения среднегерцинских плагиогранитов и формирования связанных с ними скарновых месторождений руд железа, пегматитов и гидротермальных месторождений руд золота, мышьяка, вольфрама; 5 — зоны внедрения позднегерцинских малых интрузий

месторождениями ильменито-магнетитовых руд; 4) формация плагиогранитов и сиенитов, представляющих крайние кислые и щелочные дифференциаты основных пород, со скарновыми месторождениями железа и меди.

Таким образом, на ранней стадии эволюции герцинской геосинклинали Урала возникли все возможные магматические формации и ассоциированные с ними месторождения полезных ископаемых, которые только могут образоваться на этой стадии.

Средняя стадия геосинклинального развития на Урале приходилась на период главных фаз складчатости среднего — верхнего карбона. Складчатость сопровождалась внедрением гранитных интрузий с сопутствующим им оруденением, интенсивность которого заметно ниже рудо-

ности ранней стадии. По масштабам оруденения с ранней стадией сопоставимы лишь процессы формирования крупных скарновых месторождений железных руд, как бы продолжающиеся за рамками времени ранней стадии. Остальные месторождения средней стадии, представленные гидротермальными месторождениями и рудопроявлениями золота, арсенопирита и шеелита, значительно уступают оруденению ранней стадии.

Поздняя стадия полной консолидации складчатой области Урала приходится на пермское время и отличается еще менее интенсивным магматизмом и эндогенным рудообразованием. Только местами, вдоль зон разломов, внедрились дайки и мелкие штоки малых интрузий, сопровождавшиеся образованием гидротермальных месторождений золотых руд, лишь предположительно относящихся к поздней стадии герцинского геосинклинального цикла.

Таким образом, максимум рудообразования в геосинклиналях описываемого типа приходится на раннюю стадию их развития, оно относительно сокращается к средней стадии и резко спадает на поздней стадии окончательного превращения геосинклинали в складчатую провинцию. Для этих геосинклиналей типичны месторождения магматические, колчеданные, скарновые и в меньшей мере гидротермальные месторождения формации умеренно кислых гранитоидов.

Геосинклинали типа В характеризуются интенсивной эффузивной деятельностью и связанным с ней рудообразованием ранней стадии, но слабым глубинным магматизмом и ассоциированным с ним оруденением этой стадии развития. Примером их может быть альпийская геосинклиналь Малого Кавказа, схема эволюции отрезка которой в пределах Советского Союза изображена на рис. 28. Юная складчатая область Малого Кавказа с молодым магматизмом и металлогенией представляет лишь фрагмент широкой альпийской геосинклинали, краевые части которой были расположены далеко к югу и к северу. В его пределах выделяется три части: 1) северная, или Сомхитско-Карабахская, характеризующаяся накоплением мощных вулканогенных толщ, смятых в складки и прорванных плагиигранитами ранней стадии геосинклинального развития; 2) центральная, или Севано-Курдистанская, соответствующая сравнительно узкой мобильной тектонической зоне разломов, разделяющей северную и южную части, использованной для внедрения ультраосновных и основных интрузий ранней стадии, а также малых дацитовых интрузий поздней стадии геосинклинального развития; 3) южная, отвечающая Памбак-Зангезурскому антиклинорию, прорванному гранитоидами средней стадии геосинклинального развития.

В раннюю стадию геосинклинального развития, в длительный период времени от средней юры до палеогена включительно, в северной зоне происходило накопление мощных субмаринных вулканогенных толщ преимущественно порфиритового состава, с которыми связаны серно- и медноколчеданные месторождения иногда с баритом, сульфидами цинка и свинца. Глубинные магматические породы этой стадии выражены слабее, чем вулканические. Ультраосновные и основные породы, вытянутые цепью не крупных интрузий вдоль разломов центральной зоны, сопровождаются мелкими магматическими рудопроявлениями хрома, платины, асбеста. С отдельными массивами плагиигранитов северной зоны ассоциированы небольшие скарновые месторождения и рудопроявления железа, меди и кобальта.

В среднюю стадию развития, соответствующую периоду основных фаз складчатости конца олигоцена и миоцена, в южной зоне произошло внедрение гранитоидов и образование связанных с ними гидротермальных месторождений медно-молибденовых и молибденовых руд.

В позднюю стадию, отвечающую плиоценовой эпохе, вдоль тектонических разломов центральной и южной зоны внедрились малые интрузии

дацитового состава, сопровождающиеся гидротермальными месторождениями и рудопроявлениями золота, сурьмы, ртути, мышьяка (реальгар).

На примере альпийской геосинклинали Малого Кавказа и других геосинклиналей этого типа видно, что они отличаются отсутствием существенных промышленных магматических месторождений ранней стадии и более или менее равномерным развитием других месторождений, свойственных ранней, средней и поздней стадиям. Для этих геосинклиналей типичны колчеданные, скарновые и гидротермальные месторождения.

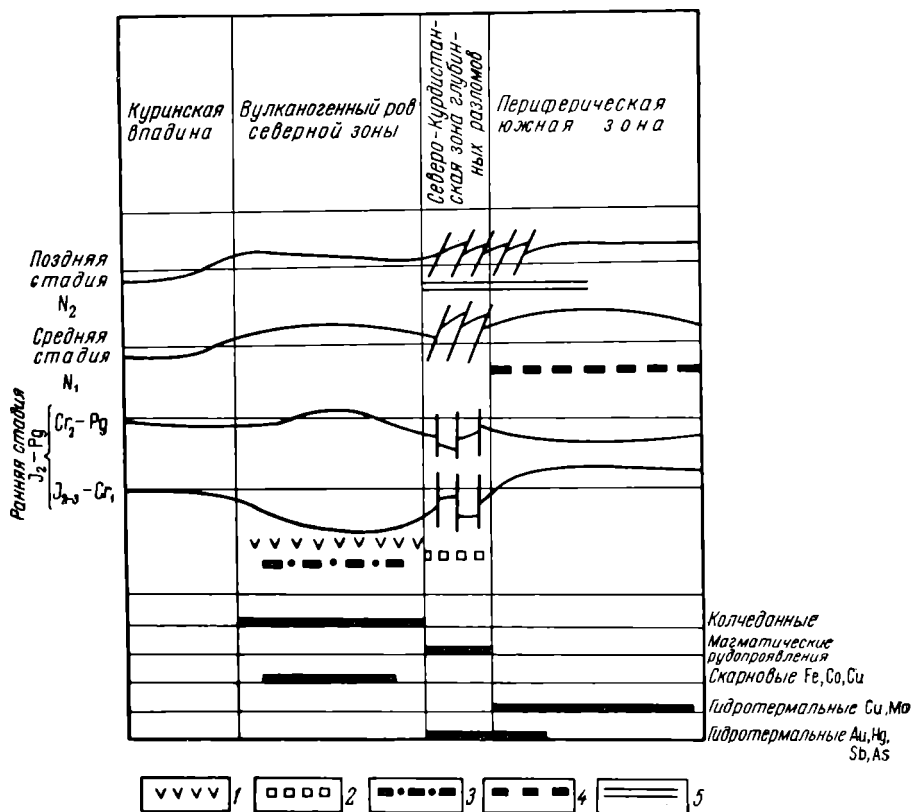


Рис. 28. Схема эволюции фрагмента альпийской геосинклинали Малого Кавказа, ее магматизма и металлогении

1 — зоны накопления вулканогенных пород и формирования связанных с ними колчеданных месторождений; 2 — зоны внедрения раннеальпийских гипербазитов и базитов и формирования связанных с ними магматических рудопроявлений хрома, никеля, платины, магнетита и асбеста; 3 — зоны внедрения раннеальпийских плагиогранитов и формирования связанных с ними месторождений и рудопроявлений руд железа, местами кобальта и меди; 4 — зоны внедрения гранитондов и формирования связанных с ними гидротермальных месторождений руд меди и молибдена; 5 — зоны внедрения позднеальпийских малых интрузий и формирования сопровождающих их гидротермальных месторождений руд золота, сурьмы, ртути и мышьяка (реальгара)

Геосинклинали типа С выделяются по слабому раннему магматизму и металлогении и обращенной схеме их превращения в складчатые области, с инверсией осевого прогиба в центральное поднятие в период главных фаз складчатости средней стадии развития. К такого рода классическим геосинклиналям принадлежат герцинские геосинклинали Южного Тянь-Шаня, Восточного Казахстана, киммерийская геосинклиналь Забайкалья и др. Эволюцию магматизма и металлогении геосинклиналей рассматриваемого типа можно продемонстрировать на примере центрального отрезка Фергано-Кокшаальской герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня (рис. 29).

Ранняя стадия геосинклинального развития Южного Тянь-Шаня, продолжавшаяся от силура до нижнего карбона включительно, отличается

необычайно слабым магматизмом и не имеет практического значения для эндогенного рудообразования. Средняя стадия соответствует периоду главной складчатости среднего и верхнего карбона, приведшей к разрастанию срединного поднятия на месте осевого прогиба геосинклинали. К ней приурочено внедрение крупных батолитических масс гранитоидов. Во внутренней зоне геосинклинали в это время сформировались оловянные пегматитовые и грейзеновые месторождения Туркестанского хребта. В северной и южной периферических зонах в связи с интрузией

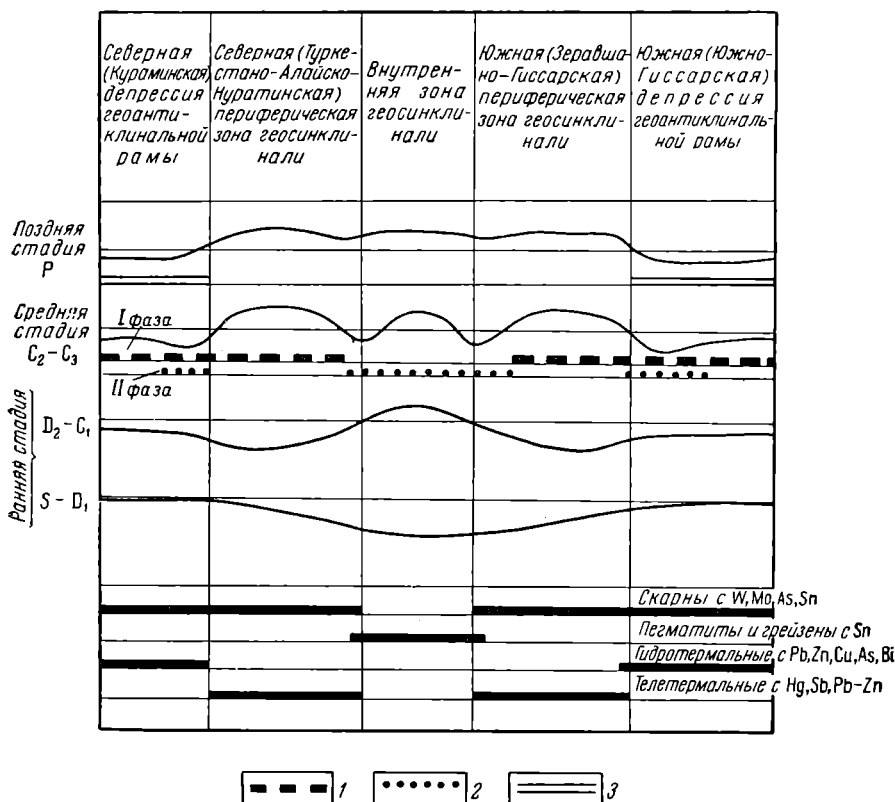


Рис. 29. Схема эволюции центрального отрезка Фергапо-Кокшаальской герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня, ее магматизма и металлогении

1 — зоны внедрения гранитоидов повышенной основности и щелочности и формирования связанных с ними скарновых месторождений шелиговых руд с молибденом, оловом и мышьяком; 2 — зоны внедрения кислых и крайнекислых гранитоидов и формирования связанных с ними пегматитовых и грейзеновых месторождений оловянных руд; 3 — зоны внедрения малых интрузий и формирования связанных с ними гидротермальных месторождений свинца, цинка, мышьяка (арсенопирита), меди, висмута и флюорита

гранитоидов повышенной основности и щелочности образовались преимущественно скарновые месторождения вольфрамовых руд (с шеелитом). Поздняя стадия конца палеозоя характеризуется внедрением малых интрузий вдоль зон разломов и созданием двух групп гидротермальных месторождений: 1) секущих тел руд свинца и цинка, меди, висмута, мышьяка (арсенопирита), флюорита, 2) пластообразных залежей телетермальных месторождений ртути, сурьмы, свинца и цинка.

Таким образом, в складчатых областях геосинклиналей описываемого типа отмечается заметное нарастание интенсивности оруденения от ранних к поздним стадиям их формирования. На ранней стадии геосинклинального развития сколь-либо заметных магматогенных месторождений не возникает. Средней стадии соответствует образование местами уже значительных пегматито-грейзеновых и скарново-гидротермальных место-

рождений. На поздней стадии развития формируются наиболее обильные и крупные эндогенные гидротермальные месторождения. Для этих геосинклиналей типичны гидротермальные, а также пегматитовые, грейзеновые и скарновые месторождения.

Геосинклинали типа D отличаются отсутствием существенного раннего магматизма и рудообразования и необращенной схемой развития, без инверсии внутреннего прогиба в осевое поднятие в среднюю стадию развития. Их примером могут служить киммерийские геосинклинали Приморья и Верхоянья (рис. 30).

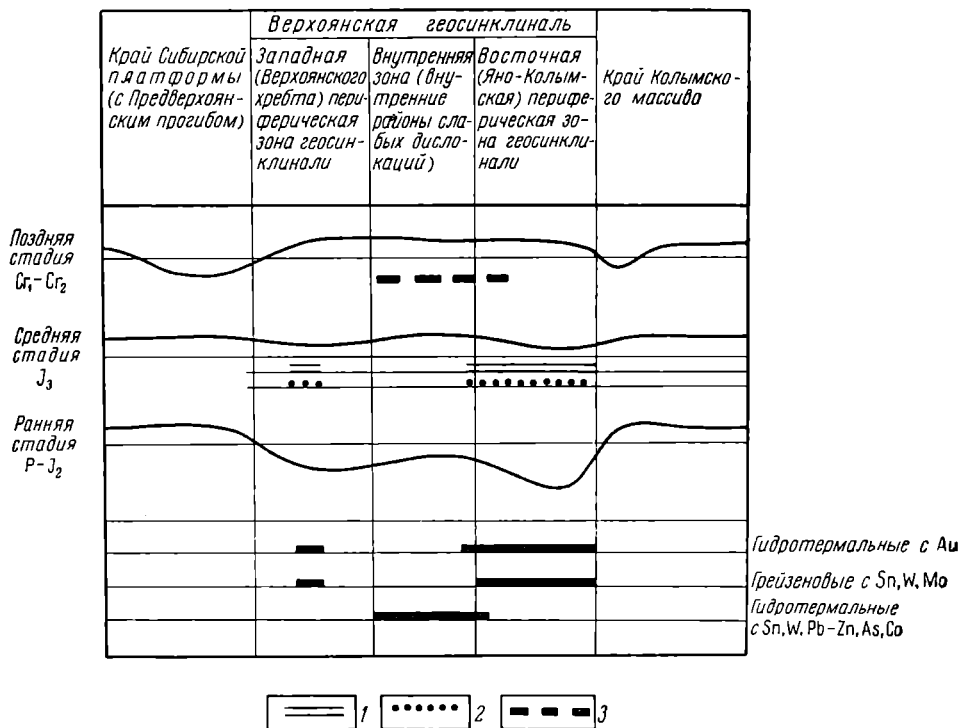


Рис. 30. Схема эволюции Верхоянской киммерийской геосинклинали, ее магматизма и металлогении

1 — зоны внедрения малых интрузий диорит-порфиров и гранит-порфиров предбатолитового комплекса и формирования связанных с ними гидротермальных золотых месторождений; 2 — зоны внедрения лейкократовых гранитов колымского комплекса и формирования связанных с ними пегматитовых и грейзеновых месторождений руд олова, вольфрама, молибдена; 3 — зоны внедрения гранитоидов омурчанского комплекса и формирования связанных с ними гидротермальных месторождений руд олова, вольфрама, свинца — цинка, мышьяка, кобальта

Ранняя стадия геосинклинали этапа развития этой геосинклинали охватывает период времени от верхнего карбона до средней юры включительно. В эту стадию происходило прогибание ложа геосинклинали, наиболее интенсивное в ее периферических частях и более слабое во внутренней зоне, ведшей себя с самого начала геосинклинали развития как жесткая, устойчивая масса. Магматизм и эндогенное рудообразование ранней стадии практического значения не имели. В среднюю стадию, соответствующую периоду главных фаз складчатости среднеюрской эпохи, в периферических частях Верхоянской геосинклинали образовались так называемые предбатолитовые малые интрузии состава кварцевых диорит-порфиров и альбит-порфиров, сопровождавшиеся мощным золотым гидротермальным оруденением. Вслед за ними произошла интрузия лейкократовых гранитов колымского комплекса, приведшая к созданию пегматитовых и грейзеновых месторождений руд олова, вольфрама и молибдена. Поздняя стадия консолидации Верхоянской

геосинклинали от нижней юры до верхнего мела, может быть до палеоцена включительно, характеризуется внедрением по поперечным расколам внутренней зоны гранитоидов омсукчанского комплекса, с некрупными массивами которых ассоциированы гидротермальные месторождения руд олова, вольфрама, свинца и цинка, кобальта и мышьяка (арсенопирит).

Геосинклинали описываемого типа обычно развиваются по плану, унаследованному от предыдущих геологических циклов. На месте внутренней зоны этих геосинклиналей еще в раннюю стадию существуют стабильные массы древних пород, исключаящие превращение ее в складчатую провинцию по обращенной схеме с инверсией осевой части геосинклинального ложа в центральный геоантиклинорий. Максимальная интенсивность оруденения складчатых зон подобного типа связана с малыми интрузиями, возникающими как на ранних этапах средней стадии, так и на поздней стадии развития. Для них наиболее характерны гидротермальные месторождения кварцевого, сульфидного и силикатного, в том числе скарнового состава.

Сравнительная характеристика магматизма и рудоносности всех четырех типов геосинклиналей приведена в табл. 9.

Тектонические зоны геосинклиналей. Закономерная смена формаций горных пород, возникших на ранней, средней и поздней стадиях развития, в поперечном сечении складчатых провинций приводит к упорядоченному размещению ассоциированных с ними месторождений полезных ископаемых. При этом одни формации локализуются по преимуществу в одних тектонических зонах складчатых областей, а другие — в других. Среди тектонических зон или секторов, составляющих складчатые провинции, возникшие на месте геосинклиналей, можно выделить: 1) внутренние зоны, 2) периферические зоны, 3) геосинклинальные рвы, 4) срединные массивы, 5) геосинклинальную раму, 6) передовые прогибы, 7) пограничные глубинные разломы.

Внутренняя зона отличается наибольшей глубиной прогиба на ранней геосинклинальной стадии развития. В ее пределах накапливаются геосинклинальные отложения наибольшей мощности по преимуществу тонкозернистых терригенных и терригенно-вулканогенных фаций силикатного состава. Эта зона характеризуется удивительно ясным и повсеместно выдержанным магматизмом и металлогенией. В период главных фаз складчатости в область осевого поднятия, возникающего в пределах внутренней зоны, внедряются лейкократовые граниты и формируются ассоциированные с ними пегматитовые, грейзеновые и кварцевого парагенезиса гидротермальные месторождения со скоплениями руд олова, вольфрама, бериллия, лития, местами также молибдена, висмута, мышьяка (арсенопирит). Так образуются редкометалльные пояса осевых частей складчатых провинций,

Периферические зоны характеризуются меньшей мощностью геосинклинальных толщ, сложенных преимущественно грубозернистыми терригенными осадками, чередующимися с вулканогенными и карбонатными отложениями. Периферические зоны служат ареной внедрения крупных батолитических масс гранитоидов средней стадии развития, преимущественно умеренно кислого состава. Кроме того, на поздней стадии в их пределах иногда внедряются малые интрузии. В отличие от внутренних зон периферические геосинклинальные зоны не обладают повсеместно выдержанной магма-металлогенической характеристикой. Однако преобладающими и типоморфными для них являются умеренно кислые граниты средней стадии развития со скарновыми месторождениями вольфрама (шеелита), а также гидротермальными месторождениями руд меди, молибдена, золота, свинца и цинка.

Геосинклинальные рвы представляют собой узкие продольные ложбины в ложе геосинклиналей типа А и В. Для них необы-

Характерные особенности металлогении геосинклиналей различных типов

Стадия развития	Тип геосинклинали			
	А	В	С	Д
Ранняя	Весьма отчетлива	Отчетлива	Весьма отчетлива	На типичные стадии не распадается
Средняя	Отчетлива	Отчетлива	То же	
Поздняя	Неотчетлива	Отчетлива	»	
Условия превращения в складчатую провинцию				
Инверсия средней стадии развития	Частичная инверсия поздних флишевых прогибов	Частичная инверсия поздних флишевых прогибов	Полная инверсия	Без инверсии
Магматические процессы				
Ранняя	Весьма развиты То же »	Развиты	Слабые	Слабые
Вулканические породы		Слабые	»	»
Гипербазиты и базиты		Развиты	Отсутствуют	Отсутствуют
Плагнограниты и сиениты				
Средняя	Развиты	Весьма развиты	Весьма развиты	Развиты
Гранодиориты		Развиты	Развиты	»
Граниты		Слабо развиты	Развиты	»
Поздняя	То же »	»	Весьма развиты	Весьма развиты
Малые интрузии		»	Развиты	Развиты
Вулканические породы				
Интенсивность рудообразования				
Ранняя	Весьма развито	Развито	Отсутствует	Отсутствует
Средняя	Развито	»	Развито	Развито
Поздняя	Весьма слабое	Проявлено	»	Весьма развито
Генетические типы месторождений				
Ранняя	Весьма развиты То же »	Развиты	Отсутствуют	Отсутствуют
Колчеданшые		Не развиты	»	»
Магматические		Развиты	»	»
Скарновые				
Средняя	Весьма развиты Не развиты	»	Развиты	Слабо развиты
Скарновые		Слабо развиты	»	Не развиты
Пегматитовые и грейзеповые				
Поздняя	Не развиты	Слабо развиты	Развиты	Весьма развиты
Гидротермальные				
Пометальный состав руд				
Типоморфные металлы	Железо, титан, хром, медь (золото)	Медь, молибден, свинец, цинк	Свинец, цинк, олово, вольфрам, молибден (медь, золото)	Олово, золото (свинец, цинк)

чайно характерны субмаринная вулканогенная спилито-кератофировая и интрузивная плагиогранит-сиенитовая формация ранней стадии геосинклинального развития. С первой формацией связаны серноколчеданные и медноколчеданные месторождения, а со второй — скарновые месторождения руд железа, меди, иногда кобальта.

Срединные массивы являются блоками древних пород, заключенными в пределах внутренних зон складчатых провинций. Относительно небольшим срединным массивам свойственны интрузии лейкократовых гранитов и ассоциированные с ними пегматито-грейзенные месторождения редких металлов, характерные для редкометалльных поясов внутренних зон геосинклиналей. Более крупные срединные массивы типа Буреинского, Колымского на территории СССР или плато Колорадо в Кордильерах США ведут себя как геосинклинальная рама.

Геосинклинальная рама наряду с месторождениями предшествующих эпох иногда содержит месторождения, сформированные в период развития обрамляемой ими геосинклинали. Глубина проникновения и интенсивность такого оруденения зависят от степени тектонической и магматической регенерации бортовых частей геосинклинали усилениями, возникающими на разных стадиях ее развития. Магматизм и оруденение в регенерированных бортах геосинклиналей распространяются на различное расстояние (табл. 10).

Таблица 10

Ширина некоторых геосинклиналей и оруденелых зон их обрамления

Геосинклиналь	Возраст	Ширина, км	Ширина оруденелой части рамы, км	Отношение к ширине геосинклинали, %
Уральская	Герцинский	350	65	18
Зайсанская	»	250	50	20
Южно-Тяньшаньская	»	150	50	33
Кавказская	Киммерийский	70	35	50

По степени интенсивности проявлений магматизма и рудообразования выделяются четыре типа геосинклинальных рам: 1) интенсивно регенерированные, с проявлениями магматизма и оруденения всех стадий; 2) ограниченно регенерированные, с проявлением магматизма и оруденения одной из стадий (обычно средней или поздней); 3) слабо регенерированные, с проявлением телемагматического оруденения поздней стадии; 4) с отсутствием изверженных пород и эндогенных месторождений данного цикла развития.

Передовые прогибы обычно не содержат эндогенных месторождений полезных ископаемых. Вместе с тем они являются ареной распространения таких важных групп экзогенных месторождений, как нефть, газ, каменная и калийные соли, осадочно-инфильтрационные скопления руд урана, ванадия и меди.

Пограничные глубинные разломы разграничивают структурно-фациальные зоны геосинклиналей, определяя соотношение различных мощностей и состав осадков в период формирования этих зон. Наиболее четко выраженными глубинными разломами являются зоны расколов, ограничивающие такие составные тектонические элементы геосинклиналей, как срединные массивы, внутренние зоны, тектонические рвы и периферические зоны. Пограничные разломы, проникая на значительную глубину, открывают возможность внедрения вдоль них интрузивных пород и формирования связанных с последними эндогенных месторождений. Эти процессы протекают на ранней и на поздней стадиях геосинклинального развития; в среднюю стадию по пограничным глубинным разломам внедрение магматических пород и образование месторожде-

ний, как правило, не происходит. На ранней стадии вдоль разломов внедряются изверженные породы перидотитовой и габбро-пироксенит-дунитовой формации, создавая магматические месторождения хромитов, титаномагнетитов и платиноидов. На поздней стадии пограничные глубинные разломы контролируют внедрение малых интрузий и ассоциированных с ними гидротермальных месторождений.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЛАТФОРМ

На Земле известно восемь древних, допалеозойских платформ: Европейская, Сибирская, Северо-Американская, Бразильская (Южно-Американская), Африканская, Индийская, Китайская и Австралийская. В их строении различают три комплекса пород с соответствующими им группами месторождений полезных ископаемых: 1) основание, или нижний метаморфический ярус; 2) изверженные породы платформенного этапа; 3) чехол, или верхний ярус платформенных осадочных пород.

Нижний метаморфический ярус особенно отчетливо проявлен в щитах, представляющих собой крупные антеклизы, в пределах которых породы платформенного основания выдвинуты к поверхности земли. Метаморфические комплексы пород нижнего яруса и связанные с ними месторождения полезных ископаемых принадлежат архейской, протерозойской и рифейской эрам, охватывающим грандиозный интервал формирования земной коры от 3500 до 650 млн. лет до н. э., составляющей три четверти времени, ушедшего на образование каменного панциря планеты. В архейскую эру преобладали палингенные магматические процессы, неблагоприятные для образования как магматогенных, так и осадочных полезных ископаемых. Поэтому для нее известны довольно редкие, преимущественно метаморфогенные месторождения железных и марганцевых руд, силлиманитовых, гранатовых и им подобных сланцев. Для протерозойской и особенно для рифейской эры ход формирования складчатых провинций на месте древнейших допалеозойских геосинклиналей близок к вышеописанным стадиям превращения пострифейских геосинклиналей в складчатые области палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Сформированные в это время месторождения полезных ископаемых имеют ту же природу, однако выявляемую с большим трудом из-за обычной высокой степени метаморфизма. Некоторая специфика этих древнейших образований будет рассмотрена в конце книги при характеристике металлогении (см. главу пятнадцатую).

Изверженные породы платформенного этапа развития образовали достаточно своеобразные группы месторождений полезных ископаемых. На площадях некоторых платформ в послепротерозойское или даже в послерифейское время имели место значительные тектонические деформации, магматические процессы и обусловленное ими оруденение. По степени такой пострифейской тектонической, магматической и металлогенической активизации древние платформы могут быть разделены на четыре группы: 1) интенсивно активизированные, 2) активизированные, 3) слабоактивизированные, 4) неактивизированные.

Интенсивно активизированные платформы довольно редки. К ним относится восточная часть Китайской платформы, сильно деформированная и проплавленная гранитными интрузиями вследствие энергичных иеншанских тектонических движений в конце юры и в начале нижнего мела. С этими платформенными иеншанскими гранитами связаны гидротермальные месторождения руд олова, вольфрама, свинца и цинка.

Активизированные платформы встречаются чаще. К ним принадлежат Балтийский щит Европейской платформы, Сибирская и Африканская платформы. Тела этих платформ в послерифейское время раскалывались глубокими разломами, по которым внедрялись магмы разного состава и формировались ассоциированные с ними эндогенные

месторождения платформенного периода. Магматизм и рудообразование таких активизированных платформ различны для областей их поднятий и прогибов. В областях прогибов с платформенным основанием, перекрытым слоистыми толщами синеклиз или грабен, происходили внедрения по преимуществу габброидных пород. С наиболее дифференцированными массивами этих пород связаны магматические сульфидные медно-никелевые месторождения, скарновые и гидротермальные месторождения железной руды. В областях воздыманий активизированных платформенных оснований преобладали кислые интрузии иногда повышенной основности и щелочности. Этим интрузиям свойственны магматические месторождения фосфора, тантало-ниобиевых и редкоземельных руд, а также в меньшей степени гидротермальные месторождения золота, иногда свинца и цинка. Вдоль стыка областей платформенного прогибания и воздымания, а также по окраинам платформ, обычно по крупным разломам, внедрялись производные перидотитовой магмы, представленные алмазоносными кимберлитами и ультраосновными щелочными интрузивными комплексами центрального типа с карбонатитами.

Слабо активизированные платформы представлены южной частью Северо-Американской платформы. Здесь нет изверженных пород, но о металлогенической активизации основания этой платформы свидетельствуют распространенные в палеозойских породах осадочного чехла известные свинцово-цинковые месторождения долины рек Миссисипи и Миссури, которые многими геологами рассматриваются как телемагматические образования.

Не активизированные платформы представлены центральной и южной частью Европейской платформы, а также значительной площадью Бразильской и Австралийской платформ (с кайнозойскими базальтами Австралии не связано никакого оруденения). В их пределах не обнаружено эндогенных месторождений платформенного периода.

Верхний ярус платформенных чехлов, сложенных сравнительно мало мощными и слабодислоцированными осадочными, реже эффузивно-осадочными породами, характеризуется серией континентальных формаций и свойственных им месторождений полезных ископаемых. Среди таких формаций выделяются: песчано-глинистая, битуминозная, кварц-песчаная, карбонатная.

Песчано-глинистая формация широко распространена на платформах; с ней связаны месторождения углей, огнеупорных глин, бокситов, железных и марганцовых руд.

Битуминозная формация сложена в основном углеводородсодержащими черными сланцами, переходящими местами в горючие сланцы и нефтематеринские породы.

Кварц-песчаная формация сложена толщами кварцевых песков однообразного состава; местами она переходит в кварц-глауконит-фосфоритовую субформацию; она включает месторождения кварцевых песков, глауконита и желваковых фосфоритов.

Карбонатная формация преимущественно чистыми или доломитизированными известняками, переходящими местами в гипсово-доломитовую субформацию; с ней связаны месторождения известняков, доломитов, мергелей и гипсов.

УРОВНИ ГЛУБИНЫ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения полезных ископаемых формировались на разных уровнях от поверхности земли, что накладывало отпечаток на геологические и физико-химические условия их образования. Можно выделить четыре глубинных зоны формирования полезных ископаемых: ультра-

абиссальную, абиссальную, гипабиссальную и приповерхностную (рис. 31).

Ультраабиссальная зона распространена примерно от границы Мохоровичича до 10—15 км от поверхности земли. Граница Мохоровичича в различных частях земли находится на различном расстоянии от ее

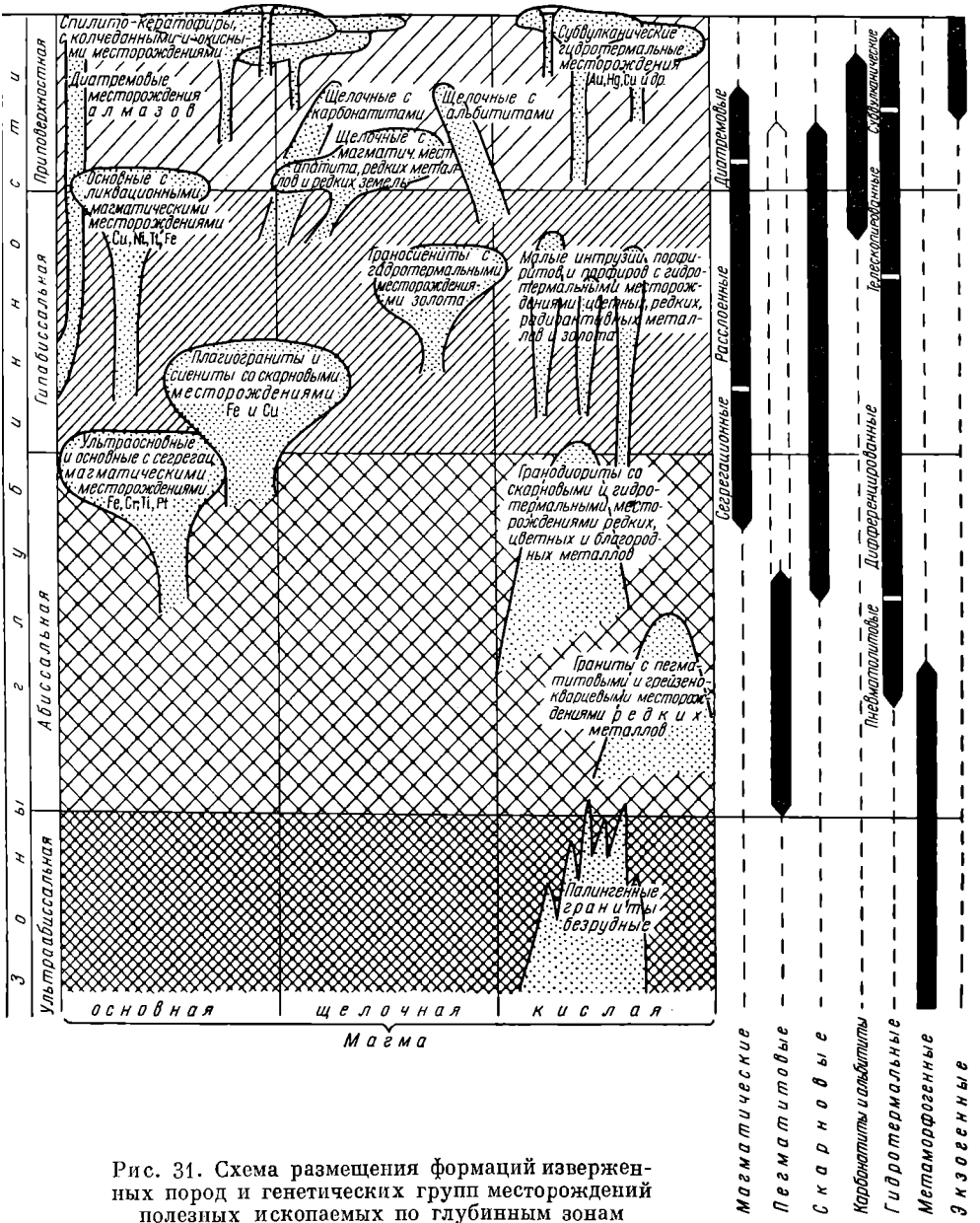


Рис. 31. Схема размещения формаций изверженных пород и генетических групп месторождений полезных ископаемых по глубинным зонам

Зоны преимущественного распространения месторождений

поверхности. На континентах она расположена на глубине от 25 до 50 км (в среднем 40 км), под океанами на глубине 5—8 км от их дна.

Сведения о составе, строении земли и полезных ископаемых ниже границы Мохоровичича отсутствуют. Для ультраабиссальной зоны, известной по докембрийским комплексам глубокометаморфизованных пород,

характерно развитие палингенных гранитоидов без сопровождающего их оруденения. По представлениям Н. Судовикова (1960 г.), это объясняется тем, что в ультраабиссальной зоне в связи с процессами ультраметаморфизма происходит мобилизация легкоподвижных рудообразующих элементов и вынос их в верхние зоны, расположенные выше фронта метаморфизма. Для этой зоны известны сравнительно редкие месторождения метаморфического происхождения, такие, как дистеновые, силлиманитовые, андалузитовые сланцы, скопления рутила, корунда, графита, флогопита.

Абиссальная зона располагается примерно от 3—5 до 10—15 км от поверхности земли. Эндогенные месторождения этой зоны генетически связаны с абиссальными изверженными породами, отличающимися рядом признаков: 1) однородностью состава, 2) маломощностью краевых фаций, 3) равномернозернистой структурой, 4) развитием микроклина и слабозонального или незонального плагиоклаза, 5) грейзеновым аутометасоматозом.

Наиболее типичны для абиссальной зоны граниты внутренней зоны геосинклиналей, внедрившиеся на средней стадии их развития, с которыми ассоциированы пегматитовые и грейзено-кварцевые месторождения редких металлов. К верхним частям абиссальной зоны — области, переходной к вышерасположенной гипабиссальной зоне, приурочены две формации изверженных пород: 1) ультраосновные и основные породы ранней стадии геосинклинального развития, контролируемые разломами и несущие магматические месторождения руд хрома, титаномагнетита и платиноидов; 2) умеренно кислые гранитоиды периферических частей геосинклиналей, внедрившиеся на средней стадии их развития, сопровождающиеся скарновыми и гидротермальными месторождениями руд редких, цветных металлов и золота.

Месторождения абиссальной зоны отличаются простым дифференцированным минеральным составом, относительно равномерным распределением ценных компонентов, преобладающими кристаллическими текстурами и структурами руд.

Гипабиссальная зона находится приблизительно от 1—1,5 до 3—5 км от поверхности земли. Гипабиссальные магматические породы выделяются по следующим основным признакам: 1) сложный состав, 2) мощные краевые фации, 3) появление порфировых структур, 4) наличие ортоклаза и зональных плагиоклазов, 5) развитие при аутометасоматозе окварцевания, серицитизации, серпентинизации.

Для гипабиссальной зоны характерны три формации изверженных горных пород: 1) плагиограниты и сиениты ранней стадии геосинклинального развития с сопутствующими скарновыми месторождениями руд железа и меди; 2) малые интрузии завершающей стадии геосинклинального развития с сопровождающим их разнообразным гидротермальным оруденением; 3) граносиениты платформенной стадии с гидротермальными месторождениями руд золота, реже других металлов. К верхней части гипабиссальной зоны, переходной к приповерхностной зоне, тяготеют еще две формации, внедрившиеся в обстановке платформенного режима: 1) основные породы с ликвационными магматическими месторождениями сульфидных медно-никелевых руд, 2) щелочные породы с соответствующими им магматическими или карбонатитовыми и альбититовыми месторождениями редких элементов.

Гидротермальные месторождения гипабиссальной зоны, особенно верхних ее частей, отличаются сложным «скупенным» составом руд, неравномерным распределением металлов в руде с образованием локальных высококонцентрированных скоплений ценных минералов, заметным развитием коллоидных текстур и структур.

Приповерхностная зона выделяется по развитию эффузивных и эктрузивных пород и связанных с ними месторождений полезных ископаемых. Она простирается от поверхности земли до глубины 1—1,5 км. В ее

пределах выделяются четыре главных формации магматических пород: 1) спилито-кератофиры ранней стадии геосинклинального развития с колчеданными и окисными рудами цветных металлов, железа и марганца; 2) основные и кислые эффузивы поздней стадии геосинклинального развития и платформенной стадии с гидротермальными субвулканическими месторождениями золота, серебра, олова, ртути, меди и других металлов; 3) платформенные трубки кимберлитов с алмазами; 4) ультраосновные щелочные интрузии центрального типа с карбонатитами.

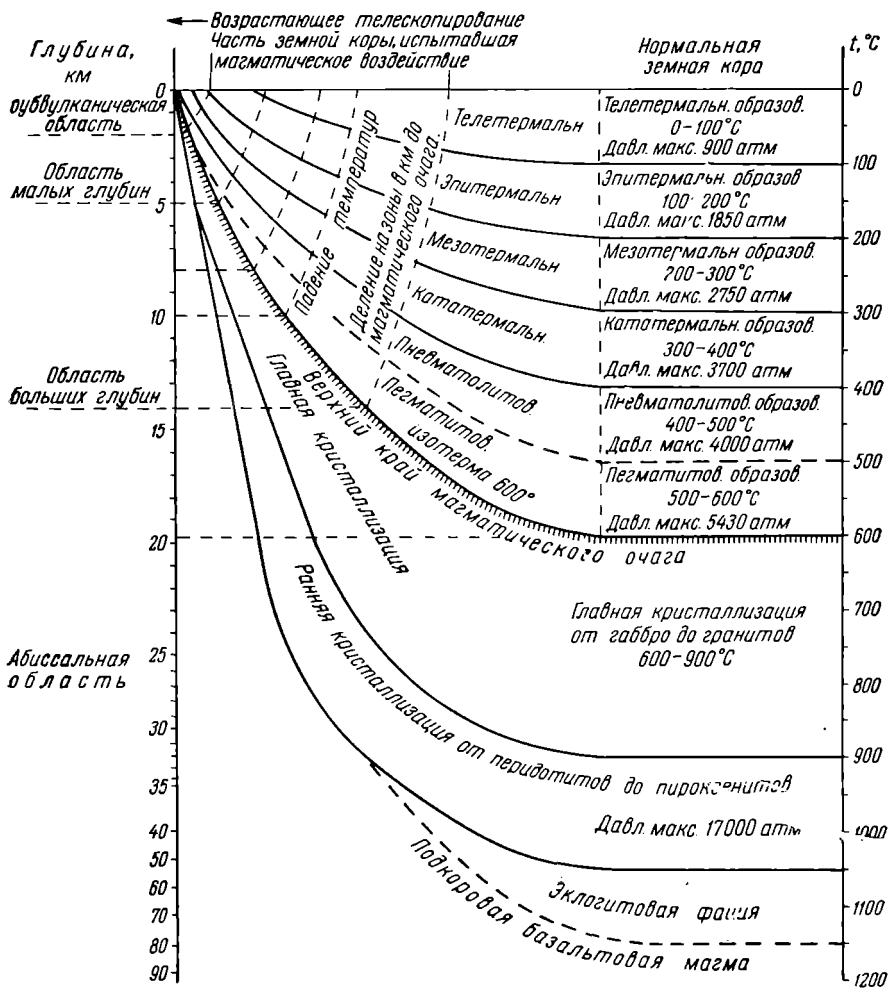


Рис. 32. Схематическая диаграмма зонального подразделения земной коры.
По Г. Боргерту

В этой же зоне формируются все месторождения экзогенной серии. При переходе от одной глубинной зоны к другой меняются общие физико-химические условия образования полезных ископаемых (рис. 32)

Температура имеет общую тенденцию к повышению от поверхности земли на глубину. Исчисленная по нормальному геотермическому градиенту она должна составлять на глубине 10 км около 100° С. Однако, судя по составу метаморфических пород, она должна быть значительно выше и, вероятно, изменение ее с глубиной происходит неравномерно в зависимости от очагов местного разогрева земной коры (Д. Коржинский, 1940 г.). По геофизическим данным температура земной оболочки возрастает на глубине 400 км до 2000°, а на глубине около 3000 км она лежит в пределах 2000—4000° С (В. Магницкий, 1961).

Давление с глубиной пропорционально увеличивается и достигает у подошвы земной оболочки $1,4 \times 10^6$ атм.

Плотность вещества Земли плавно нарастает до глубины около 500 км, затем в интервале 500—1000 км резко увеличивается до значения выше 4 и вновь плавно возрастает к основанию земной оболочки до значения более 5.

Модуль сжатия более или менее плавно увеличивается от значения 1,8 до величины свыше 12 к центру Земли, имея один положительный перегиб кривой на глубине около 500 км и один отрицательный — на глубине около 3000 км (Магницкий, 1961).

В соответствии с этим меняется характер пустот в горных породах глубинных зон земной коры. На большой глубине в ультраабиссальной зоне преобладает низкая интерстиционная пористость и слабопроницаемые для минерализующих растворов деформации пластического типа (зона истечения горных пород Ван-Хайза). Выше, в абиссальной зоне, вероятно, появляются тектонические полости, принадлежащие по преимуществу деформациям скола. Еще выше, в гипабиссальной зоне наряду с ними значительную роль начинают играть трещины отрыва и брекчии локальных участков растяжения, приобретающие наиболее широкое развитие в приповерхностной части разреза земной коры (зона разломов Ван-Хайза).

Химизм среды формирования эндогенных месторождений с глубиной существенно изменяется. Наиболее важна эволюция режима воды, кислорода и углекислоты при переходе от поверхности земли на глубину (Д. Коржинский, 1940 г.).

С глубиной, хотя и неравномерно, но заметно возрастает упругость паров воды. По представлениям И. Илларионова, вода существует во всех геосферах Земли до ее ядра включительно и составляет 10—15 % массы планеты. От поверхности до глубины 6—8 км вода может быть представлена твердой, жидкой и парообразной фазами, ниже, до глубины 40—50 км, только жидкой и парообразной фазами, еще ниже — только парообразной фазой, но в наиболее глубокой зоне Земли, при ультравысоком давлении, вода должна вновь перейти в жидкую фазу плотностью 6—8. По мере углубления в водной оболочке Земли вначале исчезает кислород, затем углекислота, далее азот, но количество CH_4 и H_2 может возрасть.

Кислород распространен в приповерхностной зоне окисления примерно до уровня грунтовых вод. Ниже его концентрация резко сокращается, уменьшаясь с глубиной до ультраабиссальной зоны до ничтожно малых размеров, но все же поддерживаясь здесь на определенном уровне за счет полного или частичного восстановления кислородсодержащих соединений. В связи с тем, что в приповерхностных условиях давление кислорода постоянное, повышение кислотности гидротермальных растворов должно приводить к окислительным реакциям. На глубине же увеличение кислотности растворов вызывает понижение активности кислорода. Концентрация углекислоты, наоборот, с глубиной отчетливо возрастает.

Такое радикальное изменение геологической среды с глубиной приводит к эволюции морфологии тел полезных ископаемых и смене минеральных парагенезисов их состава по зонам глубинности образования месторождений полезных ископаемых.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО СОСТАВУ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Выделяются три главных группы магматических пород: кислые, основные и щелочные (см. рис. 34).

Кислые и изверженные породы формировались на средних и поздних стадиях геосинклинального режима. Они находятся на всех уровнях земной коры. В ультраабиссальной зоне размещаются

безрудные палингенные граниты. К нижней части абиссальной зоны приурочены граниты с пегматитовыми и грейзено-кварцевыми месторождениями. В верхней части этой зоны располагаются гранодиориты со скарновыми и гидротермальными месторождениями. Для гипабиссальной зоны характерны малые интрузии и сопутствующие им разнообразные продукты гидротермальной деятельности. В приповерхностной зоне известны эффузивные и экструзивные комплексы с субвулканическими гидротермальными залежами.

Все месторождения полезных ископаемых, связанные с породами кислой магмы, относятся к категории постмагматических. Они формировались при участии газодных горячих растворов на поздних стадиях

Таблица 11

Размещение формаций кислых, основных и щелочных пород по стадиям развития и уровням формирования

Уровень	Стадия			
	ранняя	средняя	поздняя	платформенная

Кислые породы

Приповерхностный				Вулканические породы с субвулканическими гидротермальными месторождениями
Гипабиссальный				Малые интрузии с гидротермальными месторождениями
Абиссальный		Гранодиориты со скарнами и гидротермальными месторождениями. Граниты с пегматитами и грейзено-кварцевыми месторождениями		
Ультраабиссальный		Палингенные граниты безрудные		

Основные породы

Приповерхностный				Гипербазиты и базиты с магматическими месторождениями
Гипабиссальный	Гипербазиты и базиты с магматическими месторождениями			

Щелочные породы

Приповерхностный				Щелочные породы с магматическими и постмагматическими месторождениями (карбонатами и альбититами)
Гипабиссальный	Плагиограниты и сиениты со скарновыми месторождениями			

магматических процессов или вслед за их завершением. Эти месторождения размещаются внутри массивов изверженных пород, вблизи с ними или вдали от них. Следовательно, вокруг массивов кислых изверженных горных пород отмечается широкий разнос эндогенных месторождений.

Основные изверженные породы формировались исключительно на ранних стадиях геосинклинального развития, а затем уже на платформах. Они возникали на относительно малой глубине: в зоне, переходной от абиссальной к гипабиссальной, особенно в пределах последней, а также на приповерхностном уровне. Им свойственны магматические месторождения, возникавшие в процессе застывания массивов ультраосновных и основных пород. Лишь в эффузивных фациях формировались гидротермальные (экспазионные) месторождения сульфидных и окисных руд. Все месторождения, генетически связанные с ультраосновными и основными породами, расположены внутри массивов этих пород или по их непосредственной периферии.

Щелочные изверженные породы также, как и основные, формировались либо на ранних стадиях геосинклинального развития, либо на платформах. Им свойственны гипабиссальный и приповерхностный уровни образования. Среди щелочных пород выделяются две ветви — основная и кислая. Наиболее разнообразна основная ветвь щелочных пород, с которой ассоциированы магматические месторождения апатита, редких элементов и карбонатитов. С кислой ветвью щелочных пород связаны постмагматические метасоматические редкоэлементные альбититы. Все эти месторождения размещаются внутри массивов щелочных пород или вблизи от них, не уходя далеко в породы их кровли.

Общая схема размещения формаций кислых, основных и щелочных пород и ассоциированных с ними эндогенных месторождений по стадиям геологического цикла и уровням формирования приведена в табл. 11.

ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Месторождения полезных ископаемых, несмотря на то что их тела имеют размеры значительно меньше объема массы вмещающих пород, обычно формировались достаточно длительное время, вполне соизмеримое с геологическим временем образования различных комплексов горных пород.

Довольно точные сведения имеются о длительности накопления минерального вещества осадочных месторождений. Так, например, по подсчетам А. Иванова, толща пермских каменной и калийных солей Соликамска в Предуралье мощностью 350—400 м накапливалась в течение 15—17 тыс. лет. Кора выветривания Южного Урала, вместе с заключенными в ней месторождениями силикатных никелевых и бурожелезняковых руд, формировалась от рэта до периода отложения хайбулинской свиты нижней юры в течение, примерно, 10—15 млн. лет. Период отложения угленосной толщи карбона Донецкого бассейна, включающей 300 пластов и пропластков каменного угля, охватывает 50—60 млн. лет; промышленная угленосность, сосредоточенная в четырех свитах среднего карбона, создавалась примерно 15—20 млн. лет.

Меньше сведений о длительности образования магматогенных месторождений. Однако те данные, которые имеются по этому вопросу, позволяют предполагать, что накопление минеральной массы в месторождениях этой серии также обычно занимает длительный, геологически измеримый промежуток времени. Так, например, на магматическом месторождении сульфидных медно-никелевых руд Фруд (провинция Садбери в Канаде) установлено, что сульфидный расплав, обособившийся от основной магмы, застыл не только после раскристаллизации этой магмы, но и позднее более молодых гранитов, секущих основные породы. Это свиде-

тельствует о весьма длительной эволюции рудного расплава от момента его ликвации в силикатной магме до момента застывания в контурах рудных тел.

Достаточная длительность образования пегматитовых месторождений определяется протяженной метасоматической переработкой минеральных агрегатов, раскристаллизовавшихся из расплава. Значительное время формирования скарновых месторождений вытекает из многостадийности процесса скарнообразования, охватывающего широкий диапазон смены скарнообразующих минеральных парагенезисов. Прямых данных о длительности гидротермального рудообразования нет. Однако имеются косвенные данные, свидетельствующие о том, что обычно этот процесс не является эпизодическим.

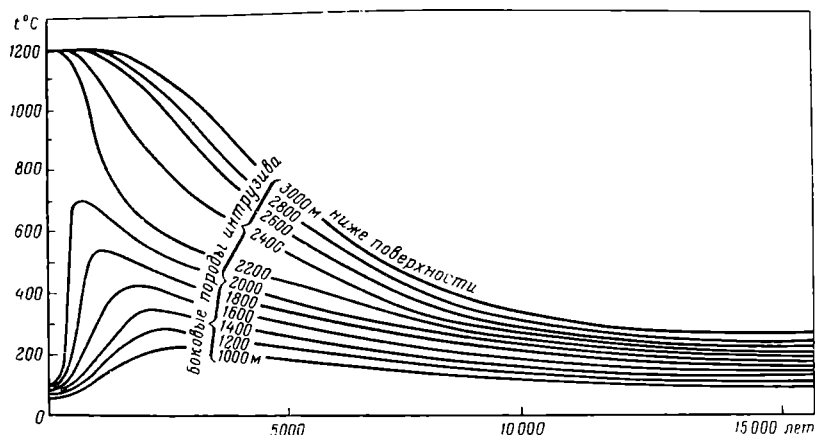


Рис. 33. Кривые изменения температуры во времени около остывающего на глубине интрузива. По Г. Шнейдерхену

Прогрев приконтактной области массивов изверженных пород, регулирующий в определенной степени гидротермальное рудообразование, охватывает длительный промежуток времени. По расчетам Г. Шнейдерхена (1934 г.) в приконтактной области глубинных массивов температура достигает наивысшего значения довольно быстро, в течение 500—1000 лет, но затем выравнивается она медленнее, занимая 10—15 тыс. лет (рис. 33). Т. Ловеринг на основании расчетов Дж. Джейгера приходит к заключению о том, что для затвердевания массы изверженных пород, достаточно большой для выделения эманаций в количествах, способных образовать крупный рудный район, требуется период времени в десятки или сотни тысяч лет. Кроме того, если принимать во внимание прерывистый характер гидротермального рудонакопления, с участием в ходе него прерудных, внутрирудных и послерудных даек, нередко эволюционирующих по составу от основных к кислым, то можно полагать, что формирование гидротермальных месторождений происходило еще в большие сроки. Если же учитывать период времени образования тектонических структур, контролирующее гидротермальное оруденение, то оно еще более возрастает, охватывая для некоторых месторождений целые периоды. Примером этому могут служить геологические структуры сурьмяных месторождений Северной Ферганы, заложенные в нижнем палеозое, а выполненные рудой лишь в верхнем палеозое, а может быть, и еще позднее.

Таким образом, время формирования месторождений полезных ископаемых, определяющее рамки истории формирования их залежей, как правило, весьма длительное. Еще более длительна история миграции некоторых элементов, идущих на постройку минералообразующих комплексов

тел полезных ископаемых. Они могут переходить из одного геологического цикла в другой, то рассеиваясь, то относительно сосредоточиваясь до того момента, когда возникают благоприятные условия для их концентрации в телах полезных ископаемых. Исследование изотопов свинца в минералах гидротермальных месторождений показывает, что часть этого металла, очевидно, как и других металлов, находилась в круговороте минеральных масс, слагающих земную кору, иногда в течение 2—3 геологических циклов, т. е. в течение сотен миллионов лет.

Ни одно месторождение полезных ископаемых не сохраняется в его первозданном виде, подвергаясь той или иной степени изменения после своего образования. Все месторождения проходят стадию диагенеза, т. е. превращения первичного минерального осадка в минеральный агрегат. Большинство месторождений проходят и следующую стадию эпигенеза, характеризующуюся относительно слабым изменением состава и строения минерального вещества без резкой смены геологических условий нахождения тел полезных ископаемых. Некоторые месторождения в дальнейшем подвергаются метаморфизму под влиянием радикальных воздействий тепла, механического напряжения и химически активных процессов земной коры. Поэтому основная задача геолога, исследующего месторождение минерального сырья, сводится к раскрытию полной истории его образования от геологических событий, предшествующих минералонакоплению, через стадии его формирования, к заключительным этапам его последующего перерождения.

СПОСОБЫ ОТЛОЖЕНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Минеральное вещество полезных ископаемых отлагается из магматических расплавов, газожидких водных растворов земной коры, поверхностных водоемов и при геохимической перегруппировке горных пород в твердом виде. Поскольку основным процессом минералонакопления является выпадение вещества из раствора, главными факторами, регулирующими концентрацию минеральной массы месторождений полезных ископаемых, являются изменение температуры, химизма среды и отчасти давления.

Из магматических расплавов при снижении температуры кристаллизуются магматические и в известной мере пегматитовые месторождения.

Из жидких водных и газоводных растворов образуются гидротермальные, инфильтрационные и осадочные месторождения. Соотношение жидкой и газовой компоненты в них может колебаться в широких пределах от полного газа до полной жидкости. Вещество, из которого образуется полезное ископаемое, может находиться в них в виде взвеси, коллоидного или истинного, т. е. ионно-молекулярного раствора. В соответствии с этим минеральное вещество газоводных растворов отлагается вследствие:

- 1) механической садки;
- 2) биохимической садки, т. е. в результате жизнедеятельности или отмирания организмов, накапливающих в своем составе ценные элементы;
- 3) самопроизвольной коагуляции коллоидных растворов;
- 4) испарения и перенасыщения;
- 5) сорбции ценных элементов веществом твердой фазы;
- 6) химических реакций.

Обменные химические реакции, приводящие к выпадению нерастворимых минеральных масс полезных ископаемых из растворов, могут быть трех типов: 1) реакции различных веществ, находящихся в растворе и вступающих во взаимодействие при изменении химизма среды, температуры или давления (гидролиз, обменное разложение, окислительно-восстановительные и др.); 2) реакции при смешении растворов различного состава; 3) реакции между веществом раствора и вмещающих пород. Вследствие реакции веществ раствора или растворов образуются залежи отложения,

а в результате реакции веществ раствора с веществом боковых пород могут формироваться также тела замещения или метасоматические. Из газовых растворов минеральное вещество полезных ископаемых может накапливаться, кроме того, путем возгонки или сублимации.

Перегруппировка вещества горных пород с образованием залежей полезных ископаемых также происходит при изменении температуры и давления, при обязательной фильтрации сквозь них газожидких водных растворов. При этом реакции перегруппировки могут идти с выносом, с привносом, с привносом и выносом или без привноса и без выноса вещества. При выносе вещества формируются, например, остаточные месторождения коры выветривания. В связи с привносом создаются инфильтрационные месторождения. Наиболее широко распространены процессы привноса-выноса, регулирующие формирование метаморфических и метасоматических месторождений. Наконец, без привноса и без выноса, за счет перекристаллизации местного вещества могут возникнуть метаморфические месторождения, например, корунда, силлиманита, кианита, графита, графита.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Изучение месторождений полезных ископаемых производится с целью выяснения геологических условий их образования и их оценки для промышленного использования. Методы изучения месторождений полезных ископаемых распадаются на полевые и лабораторные.

Полевые исследования должны определить положение тел полезных ископаемых в стратиграфическом разрезе, связь их с комплексами изверженных пород, отношение к литологическому составу вмещающих толщ, влияние тектоники на условия локализации и морфологию залежей, форму, размеры, строение и минеральный состав залежей. Основным методом полевых исследований при изучении месторождений полезных ископаемых является геологическое картирование — составление геологических карт и разрезов разных, обычно достаточно детальных, масштабов. Для промышленной оценки производят геологоразведочные работы, выполняющиеся при помощи горных выработок, буровых скважин, геофизических и геохимических методов. Попутно выясняется гидрогеологическая обстановка и инженерно-геологические условия проектирования и разработки месторождений.

Лабораторные исследования связаны с изучением вещества минерального сырья и разделяются на изучение минерального состава, химического состава и физико-технических свойств полезных ископаемых.

При исследовании минерального состава выясняется полный перечень минералов, слагающих полезное ископаемое, текстуры и структуры руд, естественные парагенетические ассоциации, их соотношение в контурах залежей и последовательность развития при общем ходе минералонакопления в процессе формирования и последующего изменения месторождения. Минералогические исследования производятся также для определения форм и размеров срастания отдельных минералов, сведения о которых необходимы при установлении рациональных схем переработки минерального сырья, в частности, его обогащения. Одновременно производится исследование минералогического (петрографического, литологического) состава вмещающих пород, для установления связей и взаимовлияния составов тел полезных ископаемых и боковых пород друг на друга в период их образования и последующего взаимодействия. Эти исследования производятся химическим, оптическим (микроскопическим в отраженном и проходящем свете), термическим, рентгенометрическим и другими методами диагностики минеральных образований.

Химический состав вещества полезного ископаемого определяется для выяснения входящих в него главных и второстепенных элементов и изменения соотношения этих элементов по естественным разновидностям полезного ископаемого и для различных частей залежей. Особенно детально исследуется содержание ценных и вредных для данного вида минерального сырья химических элементов и закономерности их распределения в контурах тел полезных ископаемых. Среди химических могут быть названы и специальные исследования, такие, как, например, выяснение содержания изотопов некоторых элементов для определения абсолютного возраста обособления отдельных минералов и их агрегатов.

Физико-технические исследования производятся в направлении оценки технических, технологических и физических свойств отдельных минералов и их агрегатов, т. е. для диагностики их состава, а также для определения качества минерального сырья и выявления его свойств, важных при его обработке, переработке и практическом использовании.

Кроме того, в лабораторных условиях выполняются экспериментальные исследования, моделирующие поверхностные и глубинные условия формирования месторождений полезных ископаемых, проливающие свет на их генезис.

ЛИТЕРАТУРА

- Б л и б и н Ю. А. Избранные труды. Изд-во АН СССР, т. 1, 1958; т. 2, 1959.
- К у з н е ц о в Ю. А. Магматические формации. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, вып. 1, 1958.
- М а г и ц к и й В. А. Оболочка и кора Земли. «Сов. геология», 1961, № 5. «Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей» (сборник). Мат-лы Всесоюз. науч.-иссл. геол. ин-та, нов. серия, вып. 22, 1957.
- Р у х и н Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1953.
- С м и р н о в В. И. Металлогения геосинклиналей. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, вып. 5, 1962.
- С м и р н о в В. И. Опыт металлогенического районирования территории СССР. «Изв. АН СССР», серия геол., 1959, № 4.
- С м и р н о в С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолиздат, 1944.
- С т а р и ц к и й Ю. Г. Некоторые особенности магматизма и металлогении платформенных областей. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во АН СССР», вып. 1, 1958.
- С т р а х о в Н. М. Основы теории литогенеза. Изд-во АН СССР, т. 1, 1960; т. 2, 1961; т. 3, 1963.
- Ш а т к и й Н. С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций. «Изв. АН СССР», серия геол., 1960, № 5.
-

МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Классификация процессов магматической дифференциации, при которых происходит образование месторождений, является основой генетической классификации этих месторождений.

А. Заварицкий, 1926

ОБЩАЯ СХЕМА ФОРМИРОВАНИЯ И ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ

Магматические месторождения формируются в процессе дифференциации металлоносной магмы непосредственно из расплава ультраосновного, основного или щелочного составов. При остывании такого расплава накопление рудообразующих минералов может происходить тремя путями.

Во-первых, магма сульфидно-силикатного состава при охлаждении распадается на две несмешивающиеся жидкости — сульфидную и силикатную, раздельная кристаллизация которых приводит к обособлению сульфидных магматических месторождений. Такие месторождения называются **ликвационными**.

Во-вторых, в силикатных магмах металлы могут войти в состав минералов ранней кристаллизации, сконцентрироваться в ней еще до полного отверждения оставшейся части расплава и образовать **раннемагматические (сегрегационные, аккумулятивные)** месторождения.

В-третьих, в подобного рода силикатных магмах, содержащих, по-видимому, повышенное количество летучих соединений, металлы и их окислы кристаллизуются при более низких температурах, после затвердевания главной массы породообразующих силикатов, из остаточных расплавов. Вследствие этого образуются **позднемагматические (гистеромагматические, фузивные)** месторождения.

Таким образом, месторождения магматической группы разделяются на три класса: 1) ликвационный, 2) раннемагматический, 3) позднемагматический. Среди магматических наиболее значительны месторождения титаномагнетитовых, апатито-магнетитовых и медно-никелевых руд, хромитов, платиноидов, алмазов, редких земель, апатита и графита.

Особо существенные работы по геологии магматических месторождений принадлежат Л. Вагеру, М. Годлевскому, А. Заварицкому, В. Котульскому, И. Малышеву, В. Соболеву, Г. Соколову, И. Фогту, Дж. Хэулею и др.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Магматические месторождения формировались в широком диапазоне давлений, от очень больших, отвечающих полям устойчивости алмаза и пироба на глубине 150 км, до приповерхностных, соответствующих образованию магматических сульфидных медно-никелевых месторождений Норильска на глубине до 1 км.

Температура формирования для разных месторождений этой группы также изменяется от 1500°, соответствующей экспериментальным условиям получения алмаза, до температуры в 300°, при которой выделялись рудообразующие сульфиды некоторых магматических месторождений

(А. Бетехтин). Причем перепад температуры от начала до конца магматического рудообразования мог быть весьма значительным.

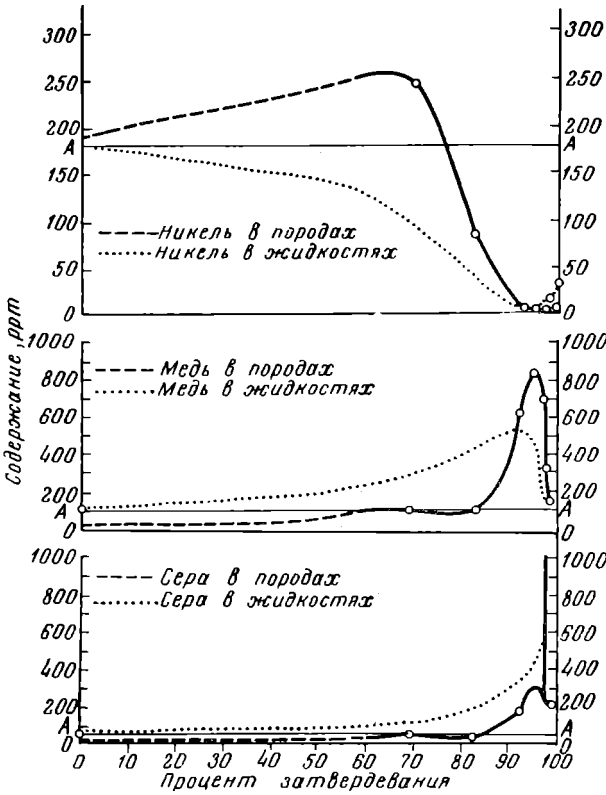


Рис. 34. Изменение содержания никеля, меди и серы в породах и синхронных им расплавах в процессе фракционирования габброидов Скаергаарда.

По Л. Вагеру и др.

AA — линия содержания в первоначальном расплаве

Как показали исследования Скаергаардской рудоносной интрузии габбро в Гренландии, первоначальное содержание серы в магме было близко к 0,005%. Жидкость, богатая сульфидом меди, начала отделяться от силикатной магмы при содержании в ней серы 0,01% и меди 0,02%. По мере застывания силикатной части расплава в процессе фракционирования содержание меди и серы в сульфидном расплаве возрастало, а содержание никеля падало в связи с вхождением его в решетку породообразующих минералов (рис. 34). Эволюция системы «силикат и окислы — сульфиды», учитывающая эти особенности формирования рудных вкрапленников в расслоенном интрузиве Скаергаарда, изображена на

Так, по исследованиям И. Фогта, сернистые металлы растворимы только при температуре более 1500°С. Поэтому в охлаждающейся сульфидно-силикатной магме при температуре, близкой к 1500°, т. е. задолго до начала ее раскристаллизации (900—1200°), происходит разделение расплава на две несмешивающиеся жидкости (ликвация). Вероятно, температура ликвации такой магмы колеблется в зависимости от деталей ее состава, но все же при любых условиях она происходит до начала затвердевания расплава. Температура же выделения сульфидов значительно ниже. Как отмечает М. Годлевский, сульфиды Норильска кристаллизовались после распада титаномagnetита, происходящего, согласно П. Рамдору, при температуре 600—700°С. Более того, А. Бетехтин считает, что температура отложения некоторой части сульфидов снижается до 300°С.

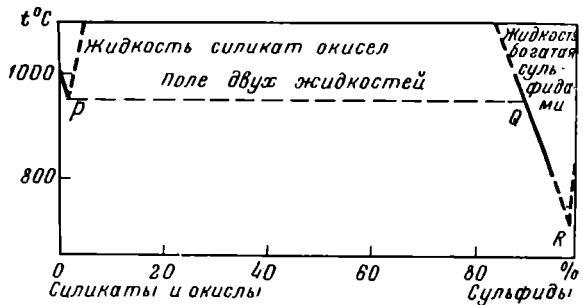


Рис. 35. Диаграмма кристаллизации двухкомпонентной системы с ликвацией на примере Скаергаарда. По Л. Вагеру и др.

рис. 35. Из этого рисунка следует, что даже при очень низком содержании сульфидов, по мере снижения температуры сульфидно-силикатного расплава, происходит его разделение на сульфидную и силикатную части (точка *P*). В дальнейшем по мере выпадения силикатов в твердую фазу система переходит в сульфидный расплав с растворенными в ней силикатами, составляющими около 10% от количества сульфидов при температуре, отвечающей температуре ликвации, и не более нескольких процентов при температуре около 700° (точки *Q* и *R*). Из этой, в основном сульфидной жидкости, выпадают сульфиды, силикаты и окислы в условиях, близких к эвтектике.

Главными геохимическими факторами, влияющими на ликвацию сульфидного расплава в магме, являются: 1) концентрация серы, 2) общий состав силикатной магмы, особенно содержание в ней железа, магния и кремния, 3) содержание халькофильных элементов в жидкой силикатной фазе. Значение этих факторов можно продемонстрировать на роли железа. Установлено, что присутствие железа в силикатном расплаве повышает растворимость сульфидов. Поэтому, когда абсолютное количество железа при остывании расплава растет, отделяется небольшая часть сульфидного расплава и значительных месторождений не образуется (Скаергаард). Наоборот, когда абсолютное содержание железа падает, происходит интенсивное отделение сульфидного расплава и формируются месторождения (Норильск).

Сера, как известно, обладает разным сродством по отношению к различным металлам. В магмах с небольшим ее содержанием образуется расплав лишь сульфида меди, с которой она наиболее родственна. Железо при этом сохраняется в расплаве, повышает его растворимость и тормозит формирование крупных месторождений. Дело ограничивается образованием вкрапленности халькопирита, обычной для многих габброидных пород. В магмах с повышенной концентрацией серы образуется железный расплав, в состав которого входят в виде растворенных компонентов сульфиды меди, никеля и других металлов. В этих условиях могут формироваться значительные залежи комплексных медно-никелевых руд.

Толчком для ликвации силикатного и сульфидного расплава может быть ассимиляция магмой боковых пород, нарушающая химическое равновесие. При ликвации сульфидная часть расплава обособляется в капли, которые вследствие их более высокого удельного веса начинают погружаться вниз вязкого силикатного расплава, по направлению к донной части магматического резервуара. В зависимости от длительности остывания силикатной части расплава, в известной мере связанной с глубиной интрузии, локализация сульфидных рудных тел может происходить шестью способами.

1. При относительно скором застывании на небольшой глубине сепарированные капельки сульфидов могут не дойти до дна интрузива и, будучи схвачены при его быстрой раскристаллизации, образуют в и с я ч и е з а л е ж и вкрапленных руд. Механизм гравитационной кристаллизации проявится при этом не только в расположении таких зон вкрапленных руд в теле интрузива, но и в строении отдельных вкрапленников, образованных при отвердении капель. Их нижняя часть сложена более тяжелым пирротинном (уд. вес 4,6—4,7), а верхняя — более легким халькопиритом (уд. вес 4,1—4,3).

2. При более медленном остывании сульфидный расплав может сконцентрироваться в нижней части интрузива, образовав д о н н ы е з а л е ж и вкрапленных и сплошных руд.

3. При обычной раскристаллизации интрузивного массива до отверждения сульфидного расплава часть последнего может быть тектонически отжата из донной и центральной части массива по трещинам, с образованием с у л ь ф и д н ы х ж и л в теле изверженных пород.

4. В теле массива могут обособляться остаточные скопления сульфидов, медленное остывание которых в относительно спокойной обстановке локального воздействия постепенно накапливающихся минерализаторов приводит к образованию специфических крупнокристаллических пегматитовых сульфидно-силикатных штоков.

5. При ликвации рудоносной магмы на более существенной глубине силикатный и сульфидный расплавы могут быть более или менее одновременно выжаты в верхние части земной коры и образовать здесь расслоенные залежи. К такому заключению пришел В. Котульский, обративший внимание на то, что малые объемы интрузивных тел некоторых магматических сульфидных месторождений не соответствуют относительно крупным размерам рудных залежей.

6. При ликвации рудоносной магмы на столь же существенных глубинах, но при еще более медленном течении процесса, вначале может быть инъецирован силикатный расплав, а после его раскристаллизации

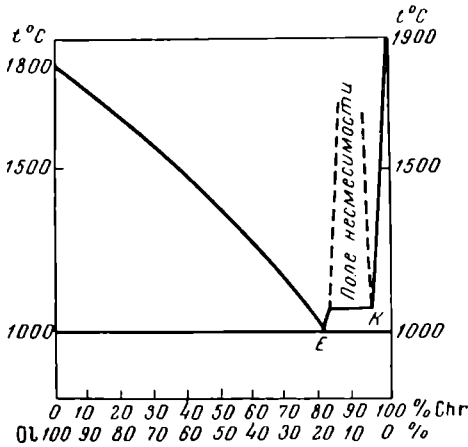


Рис. 36. Диаграмма кристаллизации оливин—хромита. По Г. Соколову

из глубины может поступить сульфидный расплав с образованием эпигенетических секущих рудных тел. Об этом свидетельствует соотношение сульфидных рудных тел в некоторых месторождениях округа Садбери в Канаде, секущих не только рудоначальные нориты, но и внедрившиеся после них более молодые граниты.

Физико-химические условия формирования ранне- и позднемагматических месторождений исследованы слабее. Можно напомнить лишь о статьях с описанием результатов изучения системы $TiO_2 - Fe_2O_3 - FeO$ в связи с кристаллизацией магнетита, гематита, ильменита и рутила, а также об анхизвтектической модели кристаллизации хромита в ультраосновной магме, предложенной Г. Соколовым. Исходя из температуры плавления оливина (около 1800°) и хромита (около 1900°), а также вычисленной точки эвтектики кристаллизации этих минералов, отвечающей примерно 20% оливина и 80% хромита, он предложил диаграмму кристаллизации хромита в ультраосновном расплаве (рис. 36). Температура эвтектики в 1000° принята условно на том основании, что она должна быть значительно выше температуры обезвоживания хлорита при $600^\circ C$. В правой части диаграммы — в области расплава, богатого хромом, Г. Соколов намечает область несмешивающихся жидкостей или местной ликвации расплава хромита от силикатного расплава, характеризующуюся сегрегацией хромитовых капель в этом расплаве с последующим превращением их в округлые нодулы хромита в дуните.

На основании полевых наблюдений и микроскопического изучения руд установлено, что только незначительная часть рудных минералов скапливается в шпихрах раннемагматических месторождений. Большая же их доля концентрируется в остаточном рудном расплаве, затвердевающим после раскристаллизации значительной массы силикатов и формирующем крупные залежи позднемагматических месторождений. Отделение рудного расплава обычно идет по схеме его фракционирования, хотя иногда в магмах, пересыщенных металлами, оно может осуществляться и путем частичной ликвации.

В процессе фракционирования взаимоотношения между твердой фазой силикатных кристаллов и постепенно обогащающейся летучими соединениями и металлами жидкой фазы, вероятно, довольно сложные. По мнению ряда исследователей, в рудоносном магматическом резервуаре вначале происходит обогащение донной части железо-магнезиальными минералами, обладающими большим удельным весом, чем плагиоклазы. Постепенно накапливающийся остаточный рудный расплав также погружается книзу, располагается выше скоплений железо-магнезиальных минералов, выстилающих ложе интрузии, а более легкие полевые шпаты и другие силикаты всплывают, образуя покров рудного горизонта. При этом могут возникнуть согласные рудные залежи расслоенных интрузий (автомагматические месторождения Г. Соколова). Если рудный расплав до его раскристаллизации в силу тектонических напряжений будет отжат в сторону по разломам, могут образоваться секущие рудные тела позднемагматической инъекции (гетеромагматические месторождения Г. Соколова). Схема этого процесса изображена на рис. 37.

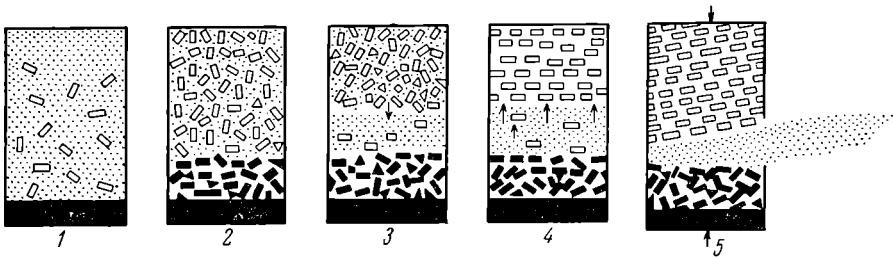


Рис. 37. Идеализированная схема формирования согласных и секущих залежей позднемагматических месторождений в расслоенных плутонах. По А. Ватману

1 — ранняя стадия с выделением кристаллов силикатов; 2 — последующая стадия с выделением железо-магнезиальных минералов и погружением их на дно; 3 — проникновение рудного расплава книзу; 4 — всплывание более легких силикатных минералов и образование согласных рудных залежей; 5 — отжатие (фильтр-прессинг) рудного расплава и образование секущих рудных залежей

Состав руд магматических месторождений известным образом связан с составом материнских пород. Хромиты ассоциированы с дунитами, т. е. породами, богатыми магнием; титаномагнетиты — с пироксенитами, т. е. породами, богатыми железом, апатит и сопутствующие ему соединения — с щелочными породами агпайтовой ветви, богатой кальцием. А. Бетехтин отмечает, что в Нижне-Тагильском массиве основных пород по мере перехода от дунитов к пироксенитам в зернах хромита падает содержание окиси хрома и магния и возрастает содержание железа и титана.

Большинство магматических месторождений находится среди массивов дифференцированных изверженных пород, имеющих полосчатое строение. Степень такой дифференциации различна. В одних случаях наблюдаются постепенные переходы от полос одного состава к зонам другого состава, как это, например, имеет место в массивах гипербазитов Урала (рис. 38). В других случаях формируются резко дифференцированные, отчетливо расслоенные или, как их иногда называют, стратифицированные интрузии. Их примером могут служить стратифицированный дополит Бушвельдского комплекса в Южной Африке с магматическими месторождениями хромитов, титаномагнетитов и платиноносных сульфидов или расслоенный массив щелочных люаврит-уртитовых пород с магматическими месторождениями руд редких элементов в СССР (рис. 39).

Интересный случай слоистой интрузии Стиллутотер изучен Е. Джексоном. Обогащение хромитом в этой интрузии обнаружено в 13 горизонтах, приуроченных к ультрамэфической зоне мощностью 1050 м. Пять

таких слоев прослежено на 4,5 км, а один на 9 км. Общее содержание железа в хромитах закономерно уменьшается от 6 катионов на элементарную ячейку в нижних частях интрузии до 4,5 катионов в ее средних частях, а затем вновь возрастает до 5,5 катионов в верхних частях.

Полосчатое обособление пород различного состава, в том числе слоев рудоносных пород, связано со сложной и во многом еще дискуссионной проблемой дифференциации магмы до и во время ее внедрения. Не входя в детали обсуждения этой проблемы, отметим следующее.

Можно выделить два типа дифференциации: ликвационный и кристаллизационный. В первом случае магматические расплавы обособляются до их затвердевания, а во втором — в процессе затвердевания. И в том и в другом случае в силу разных удельных весов жидких и твердых фаз расплава происходит их гравитационная дифференциация. Гравитационная дифференциация усложняется реакциями обмена между выделившимися фазами, конвекционными токами, неоднородным движением дифференциатов в магматической камере, воздействием тектонических напряжений, газовой составляющей, процессом ассимиляции и прочими привходящими причинами. Все эти побочные процессы, однако, не определяют основную картину строения дифференцированных массивов, а в той или иной степени лишь осложняют ее.

Магматическая дифференциация как ликвационного, так и кристаллизационного типа может быть первичной или глубинной, а также вторичной или возникающей на месте застывания расплавов. В соответствии с этим существуют четыре главных гипотезы формирования полосчатых интрузивов, заключающих магматические месторождения: во-первых, представление о ликвационном расслоении магмы на глубине и последо-

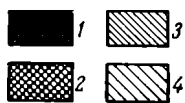
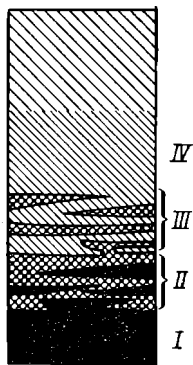


Рис. 38. Схема переходов дунитов в перидотиты и пироксениты в массивах Урала (по материалам Г. Соколова)

I — зона дунитов; II — полосчатый гарцбургит — дунитовый комплекс; III — переходные лерцолиты — гарцбургиты; IV — зона лерцолитов; V — зона пироксенитов. 1 — дуниты; 2 — гарцбургиты; 3 — лерцолиты; 4 — пироксениты

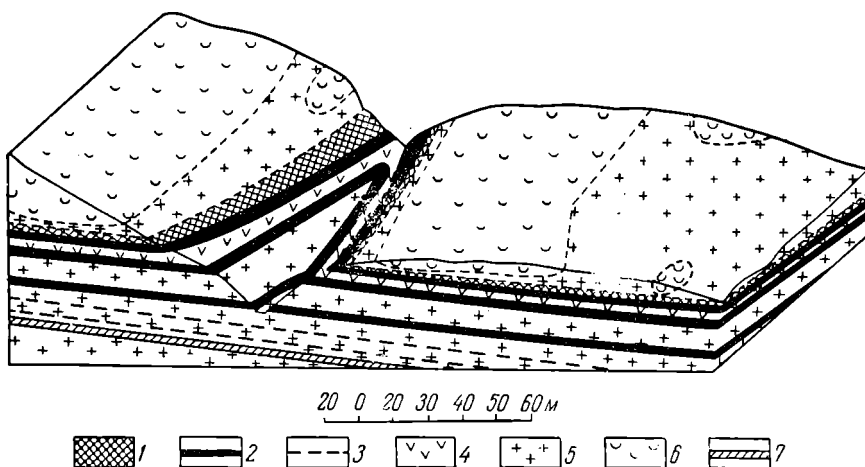


Рис. 39. Схема геологического строения одного из участков магматического месторождения. По М. Золотарю

1 — уртит с мурманитом и лопаритом; 2 — лопаритовый луаврит; 3 — бедный лопаритом луаврит; 4 — лейкократовый луаврит; 5 — фойнит; 6 — эгириновый нефелиновый спегит; 7 — луаврит со сфеном

вательной послойной инъекции расплавов различного состава в верхние горизонты земной коры; во-вторых, точка зрения о ликвационной или кристаллизационной дифференциации магмы на глубине и одноактном внедрении таких гетерогенных расплавов в верхнюю часть земли; в-третьих, идея о ликвационной дифференциации рудоносных магм на месте становления массивов с дифференциальным перемещением молекул или выделяющихся минералов в магматической камере. Разновидностью этой гипотезы служит представление о возникновении ритмичных полосчатых структур рудоносных массивов вследствие зонной плавки (А. Виноградов и др.);

Кроме того, существует мнение о метасоматическом происхождении полосчатых рудоносных массивов. Большинство геологов, однако, полагают, что метасоматические процессы могут в той или иной мере завуалировать первичный состав и строение массивов, но не в состоянии определить их расслоенную структуру.

Как это следует из законов петрохимии, в остаточных рудных расплавах ликвационной и кристаллизационной дифференциации накапливается некоторое количество летучих соединений. Они отделяются на самых завершающих, посткристаллизационных стадиях эволюции магматического расплава, отлагая в теле интрузива, в рудных залежах, а также во вмещающих их породах некоторую, обычно весьма несущественную, часть металлов и производя изменение окружающих пород, как правило, небольшого масштаба. В. Котульский намечает определенную последовательность формирования таких посткристаллизационных прожилков гидротермального типа на сульфидных магматических месторождениях. По его наблюдениям вначале образуются прожилки арсенидов кобальта и никеля, затем прожилки сфалерита, галенита и, наконец, жилки молибденита и вольфрамита. Весьма показательно, что все они не сопровождаются жильными минералами. Часть вещества этих прожилков может быть вынесена из остаточных расплавов, другая часть образована путем перегруппировки ранее отложенного, в том числе и сульфидного, вещества.

Изменение вмещающих пород гидротермального облика известно на месторождениях ликвационной и кристаллизационной дифференциации. Оно проявляется в виде тонких оторочек актинолита, скаполита, антигорита, хлорита, серицита, серпентина и других гидроксилсодержащих минералов, а также в виде слабого окварцевания и карбонатизации, известных на сульфидных и окисных магматических месторождениях.

Секущий характер некоторых рудных тел, образование части из них значительно позднее материнских пород, признаки гидротермального изменения окружающей среды — все это заставляет некоторых геологов отрицать магматический генезис рассматриваемых месторождений и относить их к постмагматическим гидротермальным образованиям. Однако наблюдения за природой этих месторождений показывают, что гидротермальные явления на них происходили после выделения из магмы рудного расплава, носили постумный характер, были слабыми; они не характеризуют основную линию генезиса магматических рудных тел, местами лишь в той или иной степени осложняя ее. Об этом же свидетельствуют прожилки дунита, пироксенита и других родоначальных пород, иногда секущие тела магматических месторождений (А. Бетехгин).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Связь с магматическими формациями. Рудные тела всех разновидностей магматических месторождений располагаются внутри или по ближайшей периферии породивших их интрузивов. Для последних весьма типична плоская форма и наличие доступной для исследования нижней,

придонной части (лополиты, плоские лакколиты, моноклинальные силлы, реже дайки).

Магматические месторождения связаны с пятью формациями магматических горных пород. Две из них принадлежат геосинклиналям, а три — платформам.

В геосинклинальных условиях образуются: 1) формация перидотитовых пород с ранне- и позднемагматическими месторождениями хромитов, а также некоторых элементов платиновой группы (осмий, иридий); 2) формация габбро-пироксенит-дунитовых пород в основном с позднемагматическими месторождениями титаномагнетитов и других элементов платиновой группы (платина, палладий). Эти рудоносные формации развивались исключительно в геосинклиналях типа А, характеризующихся особо интенсивным эффузивным и интрузивным магматизмом и металлоносностью ранней стадии развития; реже они встречаются в геосинклиналях типа В, где они редко достигают существенных размеров.

Обе формации и ассоциированные с ними месторождения возникают на ранней, собственно геосинклинальной стадии развития. Отмечается тенденция более раннего образования перидотитовых массивов с хромитами и более позднего — массивов габбровой магмы с титаномагнетитами. Интрузивы обеих формаций тяготеют к тектоническим разломам, обрамляющим геосинклинальные рвы, создавая прерывистые цепи рудоносных массивов, вытянутые в виде поясов на сотни километров. Они раскристаллизовывались в нижней части гипабиссальной зоны в обстановке, переходной к абиссальным условиям.

На платформах формировались три рудоносные формации: 1) ультраосновных и основных пород с магматическими ликвационными сульфидными месторождениями медно-никелевых руд; 2) ультраосновных пород, образовавших алмазоносные диатремы кимберлитов; 3) щелочных пород с позднемагматическими месторождениями руд редких земель, тантала и ниобия, а также апатитов и апатит-магнетитовых руд. Все эти формации и ассоциированные с ними магматические месторождения известны только на тектонически активизированных платформах. В их прогибающихся участках имели место интрузии ультраосновных и основных пород, с наиболее дифференцированными членами которых связаны ликвационные сульфидные медно-никелевые месторождения. В их воздымающихся участках происходили интрузии щелочных пород и формировались магматические месторождения редких земель, тантала и ниобия. Обе эти формации раскристаллизовывались в гипабиссальных условиях. Вдоль крупных пограничных и внутренних разломов активизированных платформ внедрялись трубообразные и дайковые тела алмазоносных пикритовых порфиритов (кимберлитов). Ультраосновная магма этих пород имеет ультраабиссальное происхождение, но застывала она в приповерхностной зоне.

Геологический возраст. На территории Советского Союза известны протерозойские, каледонские, герцинские и раннемезозойские значительные месторождения, принадлежащие пяти вышеупомянутым магматическим формациям. Для киммерийского и альпийского цикла на территории нашей страны крупные магматические месторождения пока не выявлены.

ЛИКВАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Наиболее характерными ликвационными магматическими образованиями являются сульфидные медно-никелевые месторождения в ультраосновных и основных породах. К ним относятся на территории СССР Норильск в Красноярском крае, Монча-Тундра и Печенга на Кольском полуострове, сравнительно небольшие месторождения Финляндии, Швеции и Норвегии, крупное месторождение Садбери

и ряд более мелких рудных полей и месторождений Канады (Линн Лейк, Мистери Лейк), США (Аляска, Стиллаутер), Инисизва в Южной Африке, провинции Сычуань в Китае. Не вполне ясны детали генезиса Бушвельдского комплекса Южной Африки, в пределах которого как будто можно выделить медно-никелево-платиновые месторождения ликвационного происхождения (риф Меренского). Эти месторождения встречаются очень редко, что определяется исключительными условиями их образования. Они формируются только на платформах, но не на всех, а на тектонически активизированных. В пределах активизированных участков платформ они связаны исключительно с гипабиссальными интрузиями габбровых магм и локализуются по преимуществу в связи с полнодифференцированными массивами этих пород. Наиболее значительные месторождения размещены на древних докембрийских платформах и обусловлены тектономагматической активизацией их в протерозойском (Балтийский и Канадский щиты), возможно в каледонском, а также в герцинском (Сибирская платформа) орогенических этапах.

Материнскими породами этих месторождений являются гипабиссальные интрузии габбрового состава, обычно входящие в сложный и длительно развивающийся комплекс магматических пород (рис. 40). В развитии таких комплексов намечаются три главные стадии: 1) излияние лав и образование толщ вулканогенных, а также вулканогенно-осадочных платформенных пород; 2) внедрение пластовых и в меньшей степени секущих рудоносных интрузий; 3) внедрение даек преимущественно основного состава. При этом рудные тела нередко раскристаллизовываются после внедрения даек.

Интрузии бывают недифференцированные и дифференцированные. Последние имеют полосчатое сложение с обособлением более основных разновидностей в основании, а более кислых — у вершины интрузивов. Иногда встречаются интрузии с послойным чередованием более основных и более кислых дифференциатов. Крайние основные члены таких интрузивов относятся к перидотитам, иногда превращенным в серпентиниты, крайние кислые — к микрогранитам. В размещении рудоносных массивов изверженных пород крупную роль играют геологические структуры вмещающих их пород. Благоприятна для их локализации комбинация двух тектонических элементов — крупных разломов краевых или внутренних частей платформ и пологих синклиналей. Магма поднимается по разломам и, проникая в шарнирные части синклиналей, формирует интрузивные массивы типа лополитов. Таково тектоническое положение родоначальных интрузивов Норильска, месторождений Кольского полуострова, Инисизвы и Садбери (рис. 41). По наблюдениям А. Виленского и других, в Норильском районе наиболее перспективны для значительных месторождений сульфидных медно-никелевых руд крупные (мощностью более 100 м) пологие лополитообразные дифференцированные интрузивы щелочноземельной ветви дифференциации базальтовой магмы с малым ореолом контактово измененных пород, залегающие под «экраном» лав или долеритов.

Промышленные сульфидные месторождения формировались в результате глубинной ликвации. Дальнейший процесс развивался двумя путями. Во-первых, при одновременном или последовательном внедрении сепарированных расплавов и обособлении из такой гетерогенной магмы сульфидных месторождений, чему ближе всего отвечают условия Норильска. Во-вторых, при первоначальном подъеме силикатного расплава, отвердении изверженной породы и последующей инъекции сульфидного расплава, чему ближе всего отвечают условия Печенги. При дифференциации родоначальных магм на месте их раскристаллизации крупных ликвационных месторождений как будто не возникает. Некоторые исследователи считают, что вещество ликвационных сульфидных месторождений могло в том или ином количестве переотлагаться при последующем воздействии

расплавов более поздних интрузий и гидротермальных газодных растворов.

Рудные тела размещаются внутри, по периферии и вблизи родоначальных интрузивов. Среди них выделяются сингенетичные зоны вкра-

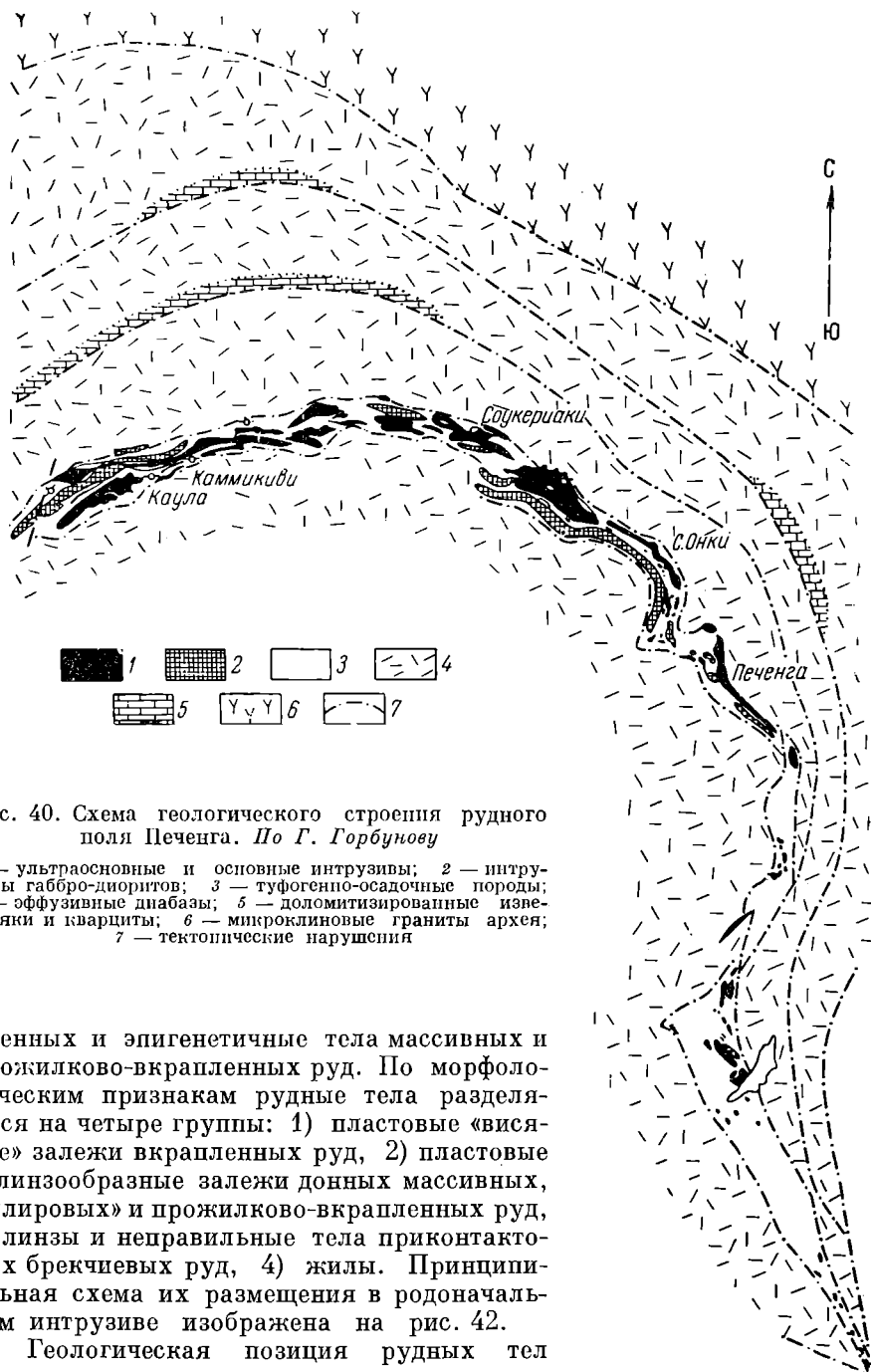


Рис. 40. Схема геологического строения рудного поля Печенга. По Г. Горбунову

1 — ультраосновные и основные интрузивы; 2 — интрузивы габбро-диоритов; 3 — туфогенно-осадочные породы; 4 — эффузивные диабазы; 5 — доломитизированные известняки и кварциты; 6 — микроклиновые граниты архея; 7 — тектонические нарушения

пленных и эпигенетичные тела массивных и прожилково-вкрапленных руд. По морфологическим признакам рудные тела разделяются на четыре группы: 1) пластовые «висячие» залежи вкрапленных руд, 2) пластовые и линзообразные залежи донных массивных, «шлировых» и прожилково-вкрапленных руд, 3) линзы и неправильные тела приконтактных брекчиевых руд, 4) жилы. Принципиальная схема их размещения в родоначальном интрузиве изображена на рис. 42.

Геологическая позиция рудных тел определяется двумя главными причинами:

1) силой тяжести, приведшей к гравитационной сепарации сульфидного расплава, 2) тектоническими напряжениями, отжавшими этот расплав полностью или частично вдоль раскрывшихся элементов геологической структуры. В силу первой причины сульфидные руды тяго-

теют к нижней части интрузивов и могут накапливаться только в массивах, имеющих дно. Среди тектонических элементов, контролирующих размещение эпигенетических сульфидных тел, выделяются послойные

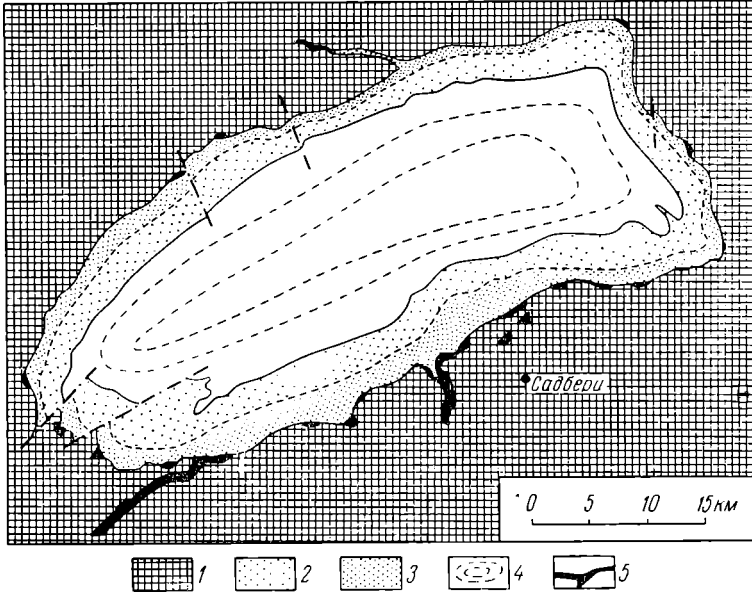


Рис. 41. Схема геологического строения лополита Садбери в Канаде. По Колеману

1 — нижнегуронские и лаврентьевские подстилающие породы подошвы; 2 — микрограниты; 3 — нориты; 4 — верхнегуронские породы кровли; 5 — сульфидные месторождения

зоны дробления, проходящие по контактам пород различного состава и, в частности, по контакту материнского интрузива и подстилающих его пород, а также тектонические трещины. Послойные зоны тектонического

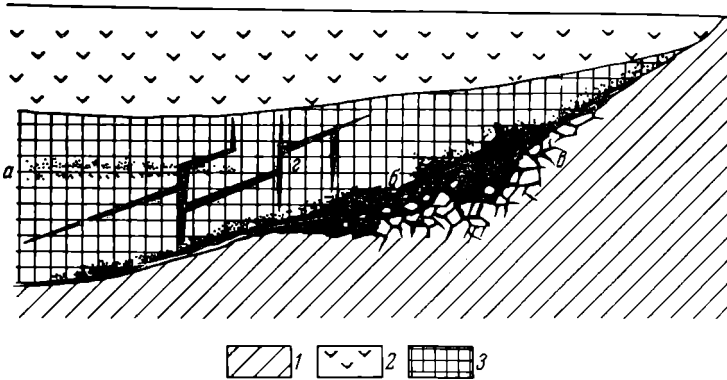


Рис. 42. Принципиальная схема размещения рудных тел сульфидных медно-никелевых месторождений

1 — подстилающие породы; 2 — перекрывающие породы; 3 — вмещающие породы; а — висячие вкрапленники; б — донные залежи; в — приконтактные брекчиевые руды; г — жилы

дробления определяют локализацию пластовых и так называемых брекчиевых руд, а трещины — положение жил. Среди тектонических трещин характерно преобладание деформаций отрыва, очень часто обуславливающих простое приоткрытие направлений отдельности в массиве

изверженных пород, формирующих структуру жил в интрузиве, «разошедшемся по швам» (В. Котульский).

Минеральный состав руд магматических сульфидных медно-никелевых месторождений в части главных минералов удивительно прост и выдержан для всего мира. Он определяется пирротином, пентландитом и халькопиритом, к которым нередко присоединяется магнетит. Среди нерудных минералов, кроме оливина, ромбических пироксенов и других магнезиально-железистых силикатов, входящих в состав первичных породообразующих минералов, могут присутствовать продукты их преобразования — гранаты, моноклинные пироксены, эпидот, серпентин, актинолит, тальк, хлорит и карбонаты.

Состав второстепенных и редких минералов более разнообразен и не столь выдержан. В этой группе наиболее существенны минералы благородных металлов (золото, платина, палладий, сперрилит, куперит,

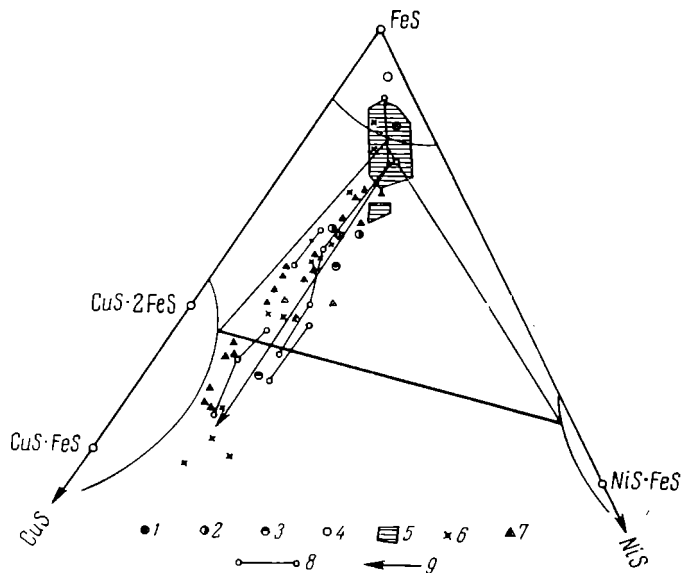


Рис. 43. Нормативный состав сульфидных руд Норильска. По М. Годлевскому

1 — средний состав жильных руд; 2 — то же ликвационных вкрапленных руд; 3 — то же инъекционных вкрапленных руд; 4 — пирротиновые линзы; 5 — поле жильных руд; 6 — инъекционные вкрапленные руды; 7 — халькопиритовые жилы; 8 — ход дифференциации медных жил; 9 — общая линия кристаллизационной и фильтрационной эволюции

бреггит, фрудит, стибнопалландинит и др.), минералы меди (борнит, халькозин, ковеллин, валлериит, кубанит, дигенит), минералы никеля (виоларит, миллерит, бравоит, полидимит, паркерит), минералы кобальта (кобальтсодержащий пентландит и очень редкие арсениды и сульфоарсениды); кроме того, изредка встречаются пирит, титаномagnetит, ильменит, марказит, молибденит, сфалерит, галенит, железо.

В некоторых месторождениях минеральный состав различных рудных тел неодинаков. Например, пластовые руды Норильска сложены в основном пирротином, пентландитом, халькопиритом и магнетитом, а жилы имеют состав пирротиновый, пирротин-халькопиритовый, халькопирит-кубанитовый, халькопирит-миллеритовый. Последнее обстоятельство обусловлено постепенной эволюцией состава сульфидного расплава по мере его обособления и раскристаллизации. Так, например, в Норильске по достижении определенной предельной концентрации никеля дальнейшая эволюция заключалась в увеличении концентрации меди за счет железа (рис. 43).

Характерные текстуры руд — массивная, полосчатая, брекчиевая, прожилково-вкрапленная и вкрапленная. Типичные структуры — зернистая и порфирная с широким проявлением структур распада твердых растворов. Околорудные породы несут следы воздействия рудообразующих процессов в виде серпентинизации, амфиболитизации, хлоритизации, оталькования, карбонатизации, чаще в форме тонких оторочек, но иногда

в виде более значительных ореолов. Они связываются с влиянием постумных минерализаторов, проникавших в окружающие породы на завершающем этапе кристаллизации рудных минералов из сепарированного сульфидного расплава, содержащего некоторое количество летучих соединений.

Среди ликвационных сульфидных месторождений известны очень крупные объекты с запасами руды в сотни миллионов тонн. Содержание никеля в товарной руде этих месторождений обычно лежит в пределах 0,4—3%, меди 0,5—2%, платиноидов от следов до 20 г/т и более (Буш-вельд).

РАННЕМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Раннемагматические месторождения встречаются значительно чаще ликвационных. Среди них известны зоны вкрапленников и шширообразные скопления хромитов, в том числе скопления хромитов в перидотитах геосинклинальной стадии развития, содержащих платину и алмазы. К ним также принадлежит аналогичное титаномагнетитовое оруденение в геосинклинальных габброидах и месторождения рассеянных чешуек графита в щелочных породах типа Ботогол в Восточном Саяне. Раннемагматические месторождения характеризуются отчетливым идиоморфизмом рудных минералов, сцементированных позднее выделившимися пороодообразующими силикатами. Они часто образуют крупные массы минерализованных пород, но из-за рассредоточенного характера оруденения и убогого содержания ценных компонентов, значительные месторождения среди них возникают редко. Единственным представителем крупных объектов среди раннемагматических месторождений, имеющих большое практическое значение, являются коренные месторождения алмазов.

Все существенные месторождения алмазов генетически связаны со своеобразной ультраосновной формацией кимберлитов, проявляющейся только на участках древних платформ, тектонически активизированных в последующее время. К ним принадлежат алмазные месторождения Сибирской платформы в Якутии, Африканской платформы в Южной, Западной, Восточной Африке и бассейна Конго, Австралийской платформы в Новом Южном Уэльсе, на о-ве Калимантан и находки алмазов на Северо-Американской платформе в Канаде и США.

Формирование алмазоносных кимберлитов на докембрийских платформах связано с их оживлением в связи с верхнепалеозойскими (Австралия) или раннемезозойскими (Сибирь, Африка, Калимантан и Северная Америка) тектоническими деформациями. Для земного шара в целом отчетливо выступает мезозойская (посленижнеюрская) эпоха формирования алмазных месторождений.

Алмазоносные кимберлиты выполняют крутопадающие цилиндрические или овальные полости, образуя трубообразные тела (рис. 44). Кимберлитовые трубки имеют сечение от нескольких метров до нескольких сотен метров и прослежены на глубину более 1 км. С глубиной они обычно несколько сужаются, иногда переходят в плитообразные дайки. Нередко они группируются в цепи трубок, вытянутые вдоль стыка областей местных прогибов и воздыманий на платформе. Предполагается, что на глубине, в нижнем структурном ярусе платформ, их положение контролируется разломами глубокого заложения.

Петрографически кимберлит представляет собой ультраосновную породу, обладающую порфировой структурой. Алмазоносные трубки обычно выполнены эруптивной брекчией, сцементированной кимберлитом. Среди ксенолитов выделяются обломки двух типов: 1) чуждых пород (амфиболитов, гнейсов, кристаллических сланцев, песчаников, известняков, углей и др.), 2) родственных пород (оливиновых гипербазитов, а также кристаллических сланцев из группы эклогита и эйлизита).

В минеральном составе кимберлитов выделяются минералы самих кимберлитов (протомагматические, а также основной и связующей массы), минералы ксенолитов родственных пород, минералы ксенолитов чуждых пород и вторичные минералообразования аутометаморфического, гидротермального и гипергенного характера. Полный минеральный состав якутских кимберлитов приведен в табл. 12.

Алмазы кимберлитовых трубок разнообразны по сортам, кристаллографическому облику, окраске и размерам. Помимо цельных кристаллов алмазов, встречаются их обломки. Включения алмазов находятся в оливине, диопсиде, гранате; с другой стороны, в самих алмазах отмечаются включения оливина, диопсида, граната. Все это свидетельствует об одновременном или близком по времени выделении как породообразующих минералов, так и алмазов. При поверхностном разрушении алмазоносных кимберлитовых трубок в элювиальных и аллювиальных шлихах складывается очень характерная ассоциация оливина, пиропы, пикроильменита и хромдиопсида, являющаяся отчетливым поисковым признаком алмазных месторождений.

Распределение алмазов по кимберлитовым трубкам неравномерное. Имеются трубки, не содержащие алмазов, трубки с убогим содержанием и трубки с существенным количеством алмазов. Распределение алмазов внутри трубок более или менее равномерное, а в некоторых из них удивительно выдержанное и крайне равномерное. В данном случае правильнее говорить не о сегрегации ценных минералов в магме, а о их равномерном рассеянии по всему телу изверженных пород.

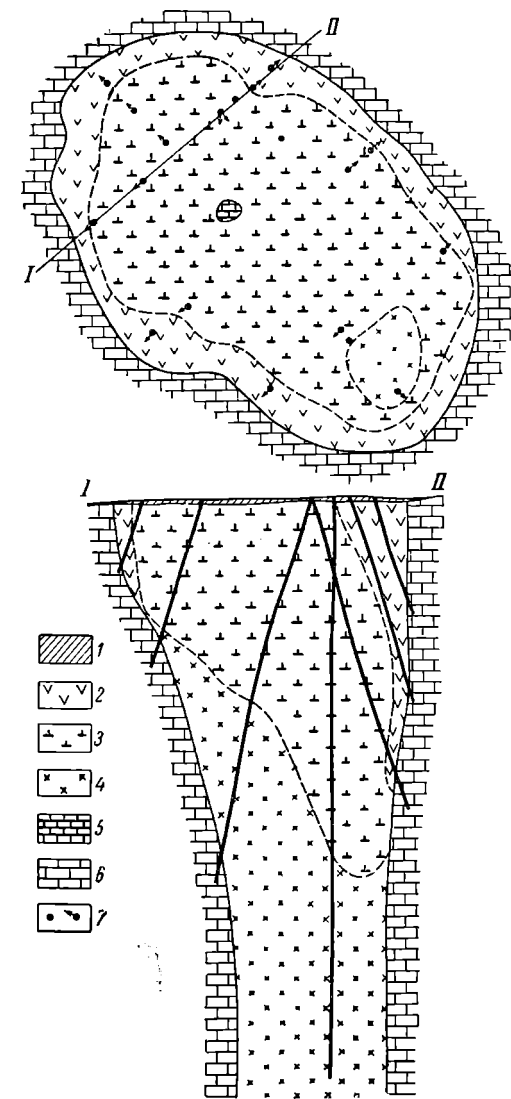


Рис. 44. Геологический план и разрез кимберлитовой трубки «Мир». По А. Бобревичу и др.

1 — напсы; 2 — измененный кимберлит (желтый); 3 — измененный кимберлит (зеленый); 4 — малоизмененный кимберлит; 5 — карбонатные породы нижнего ордовика; 6 — скважины

Относительно генезиса алмазов в кимберлитах известны три главные точки зрения (по П. Вагнеру): 1) алмазы образовались в результате ассимиляции кимберлитовой магмой углистых пород, 2) алмазы захвачены кимберлитами вместе с эклогитами из глубоких частей земной оболочки, 3) алмазы выкристаллизовались в самой кимберлитовой магме как ее естественные породообразующие минералы. Существуют взгляды об образовании алмазов в кимберлитах в постмагматическую стадию в связи

Минеральный состав сибирских кимберлитов (по А. П. Бобриновичу и др.)

Минералы кимберлитов		Минералы обломков		Вторичные минералы		
протомагматические	основной и связующей массы	родственных пород	чуждых пород	автометаморфические	гидротермальные	гипергенные
Алмаз Оливин I Ильменит Пироп Эгстатит Диопсид Хромдиопсид Хромит Шпинель Магнетит Графит Флогопит I	Оливин II Авгит Флогопит II Апатит Перовскит	Пироп — альмаундин Гроссулярь Оливин Диопсид Хромдиопсид Хромит Плагиоклаз Калишпат Плеонаст Рутил Циркон Дистен Сапфир Муассанит	Альмандин Анрадит Гроссулярь Диопсид — геденбергит Гиперстен Плагиоклаз Калишпат Ильменит Биотит Амфибол Апатит Циркон Магнетит Графит Кварц	Серпентин Серпофит Магнетит Хлорит	Кальцит Доломит Арагонит Серпофит Магнетит Пирит Пирротин Сфалерит Галенит Халькоширит Миллерит Целестин Барит Стронцианит Кварц Халцедон	Гидроокислы железа Керолит Вермикулит Азурит Малахит

с пневматолитовыми и даже гидротермальными процессами (В. Лодочников, Туггот). Наиболее вероятно представление об образовании алмазов как естественных породообразующих минералов кимберлитов, в связи с чем рассматриваемые месторождения и относятся к раннемагматическим образованиям.

Схема генезиса алмазоносных кимберлитовых трубок может быть представлена в следующем виде. Судя по новейшим экспериментальным данным, кимберлитовая ультраосновная магма с парагенетически выделявшимися из нее такими минералами, как алмаз, пикроильменит и хромдиопсид, могла зарождаться только в обстановке очень высокого давления на значительной глубине, возможно свыше 100 км.

Затем такая магма с некоторым количеством выделившихся в ней кристаллов поднималась вдоль разломов, расходящихся в теле платформы и проникавших на большую глубину в период оживления тектонических деформаций. При этом могли создаваться кимберлитовые дайки. По достижении некоторого уровня давление газовой составляющей кимберлитовой магмы превосходило внешнее давление, происходил газовый прорыв слоистой оболочки платформы, с заполнением обломками и несущей их магмой образовавшихся таким образом диаметровых трубообразных полостей. Предполагается, что в условиях Сибирской платформы такой прорыв кимберлитовым расплавом перекрывающих пород мог начаться со значительной глубины, достигающей 1 и даже 2 км.

Какое количество алмазов выпадало на глубине, в области зарождения кимберлитовой магмы, сколько их выделялось на путях ее длительного подъема и происходила ли их кристаллизация в момент газового прорыва, когда давление могло достигнуть предельного значения, сказать пока невозможно.

Алмазоносные кимберлитовые трубки обычно находятся в одной провинции с массивами габбровых пород, содержащих ликвидационные сульфидные месторождения. Однако среди обломков кимберлитов находятся материнские породы сульфидных месторождений. Это свидетельствует о более позднем внедрении кимберлитовой магмы из самостоятельных

очагов, зарождавшихся, вероятно, значительно глубже очагов габбровой магмы.

Среди кимберлитовых трубок известны очень крупные, обладающие запасами алмазов в десятки миллионов карат¹. Из них в разное время получалось от 50 до 90% мировой добычи алмазов. Среднее содержание алмазов в кимберлитах не превышает 0,5 карата на 1 м³ породы.

ПОЗДНЕМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Позднемагматические месторождения генетически связаны с тремя формациями глубинных магматических пород. С перидотитовой формацией ранней стадии геосинклинального режима ассоциированы магматические месторождения хромитов и платиноидов. С габбро-пироксенит-дунитовой формацией той же стадии геологического развития связаны магматические месторождения титаномагнетитов. Наконец, с формацией щелочных пород, внедрившихся преимущественно на древних платформах, ассоциированы три группы магматических месторождений: 1) апатито-магнетитов, 2) апатитонэфелинов и 3) редких земель.

Для всех этих позднемагматических месторождений типичны некоторые общие, объединяющие их признаки:

1) частый эпигенетичный характер рудных тел, представленных секущими жилами, линзами и трубами; 2) ксеноморфный облик рудных минералов, цементирующих ранние порообразующие силикаты и создающих, таким образом, сидеронитовую структуру руды; 3) обычно крупные масштабы месторождений достаточно концентрированных руд. Обычны переходы от раннемагматических к позднемагматическим месторождениям, заключающиеся в том, что в одних и тех же массивах рудоносных пород встречаются как зоны вкрапленных руд ранней сегрегации, так и залежи более поздней, вплоть до завершающей кристаллизации. А. Бетехтин отмечает, что общее количество металлов, рассредоточенное в раннемагматических, в том числе аксессуарных, вкрапленниках, значительно выше количества металла, обособившегося в залежах позднемагматических месторождений.

Месторождения хромитов. Хромитовые месторождения располагаются внутри массивов ультраосновных пород. В Советском Союзе они развиты на Урале, известны на Кавказе и в Восточной Сибири. Крупные месторождения находятся также в Турции, на Балканах (Болгария, Югославия, Албания, Греция), в Норвегии, Южной Родезии, Южной Африке (Бушвельд), в Филиппинах и на Кубе. Резко подавляющая часть хромитовых месторождений связана с гипербазитами ранней геосинклинальной стадии развития. Лишь пластовые залежи хромитов Южной Африки приурочены к оригинальному Бушвельдскому лополиту платформенного происхождения. Хромитовые месторождения формировались в каледонский цикл геологического развития (Норвегия, Южная Африка), в герцинский цикл (Урал, Балкаш, вероятно, большая часть Турции) и в альпийский цикл (Филиппины, Куба, Новая Каледония).

Все они приурочены к гипабиссальным массивам ультраосновных пород, дифференцированным в тех или иных пределах по их составу. Среди этих массивов преобладают лакколиты, лополиты и силлы. Обычно их основание сложено дунитом, выше располагаются гарцбургиты, еще выше лерцолиты и, наконец, пироксениты. Хромитовые залежи, как правило, сосредоточены среди дунитов, обычно серпентинизированных, а также в дунитовых фациях переходных дунито-гарцбургитовых пород. Они имеют форму жил, линз, труб, гнезд и полос массивных и вкрапленных руд (рис. 45). Для формирования рудных тел хромитовых месторожде-

¹ Карат составляет около 0,2 г.

ний, согласно Г. Кравченко (1962 г.), существенное значение имели интравудные тектонические деформации. На ранних этапах они приводили к отсасыванию рудного расплава в ослабленные зоны, к оттягиванию его в трещины и зоны изгиба, на более поздних — к образованию протяженных трещин, в которые проникал остаточный рудный расплав. Среди текстур хромитовых руд преобладают полосчатые, пятнистые, нодулярные, брекчиевые и вкрапленные. Структуры их мелко- и среднеристые.

Руда сложена хромшпинелидами, ассоциированными с породообразующими минералами. Общая формула хромшпинелидов $(Mg, Fe'')(Cr, Al, Fe''')_2O_4$. Однако хромшпинелиды, как известно, обладают переменным составом, так как относительные количества входящих в них окислов двух- и трехвалентных металлов меняются, будучи связаны отношениями ограниченного изоморфизма. Классификация хромшпинелидов на треуголь-

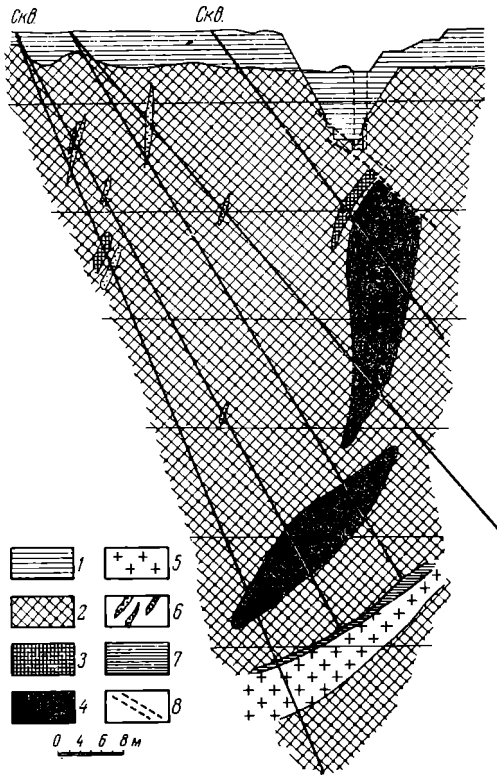


Рис. 45. Геологический разрез хромитового месторождения «Вершина Алапахи». По А. Бетехину и др.

1 — наносы; 2 — серпентинизированные гарцбургиты и серпентиниты; 3 — серпентинизированные дуниты; 4 — хромиты; 5 — диоритовые порфириты; 6 — гранат-пироксеновые породы; 7 — серпентин-хлоритовые породы; 8 — сбросы

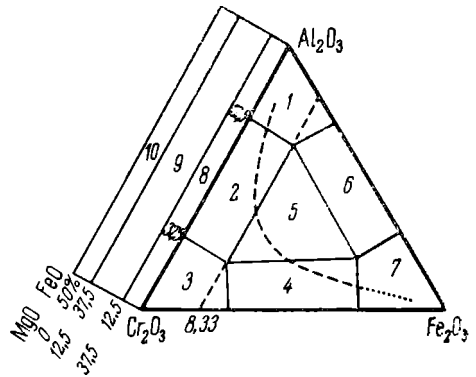


Рис. 46. Поля видов хромшпинелидов на треугольной диаграмме. По Г. Соколову

1 — пикотит; 2 — хромпикотит; 3 — хромит; 4 — феррихромит; 5 — феррихромпикотит; 6 и 7 — поля ограниченного изоморфизма; 8 — магнохромшпинелиды; 9 — магноферрохромшпинелиды; 10 — феррохромшпинелиды

ной диаграмме позволяет выделить среди них семь групп, в состав которых входят главнейшие минералы — феррохромит $FeCr_2O_4$, феррохромпикотит $Fe(Cr, Al)_2O_4$, хромит $(Mg, Fe)Cr_2O_4$, хромпикотит $(Mg, Fe)(Cr, Al)_2O_4$, магнохромит $MgCr_2O_4$ и др. (рис. 46). Из нерудных наиболее распространены — оливин, серпентин, хлорит, карбонаты; к ним иногда присоединяются редко встречающиеся продукты эндогенного изменения, представленные пироксеном, амфиболом, гранатом, фукситом, хромхлоритом, хромтурмалином, хромрутилом, сульфидами.

Запасы хромитовой руды в наиболее крупных месторождениях достигают сотен миллионов тонн. Для металлургических целей разрабатываются высокосортные руды с содержанием окиси хрома более 45% при соотношении $Cr_2O_3 : FeO$ более 2,5; в химической промышленности используются руды низших сортов с содержанием 35—40% окиси хрома.

Месторождения платиноидов. Среди элементов, составляющих группу платины, известно шесть металлов: платина, иридий, осмий, палладий, родий и рутений. В природе они находятся в самородном виде, реже в форме таких соединений, как сперрилит ($PtAs_2$). Они входят в состав комплексных или самостоятельных магматических месторождений. К комплексным относятся руды некоторых ликвационных сульфидных медно-никелевых месторождений, содержащие металлы платиновой группы. Самостоятельными являются скопления хромшпинелидов в ультраосновных породах, по преимуществу позднемагматического генезиса, содержащие платиноиды. Промышленная ценность этих месторождений определяется входящими в их состав металлами группы платины. На Урале главные месторождения приурочены к ультраосновным участкам отчетливо дифференцированных массивов среднего палеозоя. Причем, отмечается закономерное тяготение скоплений различных металлов платиновой группы к гипербазитам разного состава. По данным различных исследователей, платина и палладий связаны с дунитами, представляющими крайние дифференциаты габбровой формации, а осмий и иридий — с ультраосновными породами перidotитовой формации.

Месторождения титаномагнетитов. Титаномагнетитовые магматические месторождения залегают внутри дифференцированных массивов основных пород. Они известны на Урале (Качканарское, Кусинское и др.), на Кольском полуострове и в Карелии (Пудожгорское и др.), в Горной Шории, в Восточном Саяне и других районах СССР. Среди зарубежных выделяются месторождения Южной Африки (Бушвелд и др.), южного обрамления Канадского щита, на территории Канады и США (Лабрадор, Квебек и др.), Индии, Норвегии и Швеции. Типичные месторождения титаномагнетитовых руд генетически связаны с габбро-пироксенит-дунитовой формацией ранней стадии геосинклинального цикла. Они известны среди габброидных пород докембрийских, в основном протерозойского и рифейского циклов (Канадский щит, Балтийский щит, Норвегия, Швеция, на территории Индии, в массивах древних пород Аппалач, на плато Колорадо и в Скалистых горах США, в Австралии, Португалии и др.); достаточно значительны в основных породах каледонского цикла (Ю. Африка, Норвегия, отчасти Урал), известны в породах габбрового состава герцинского цикла (Урал). Таким образом, кривая интенсивности титаномагнетитового оруденения затухает от древних к молодым циклам геологического развития земной коры.

Среди титаномагнетитовых месторождений И. Малышев выделяет две главные группы: 1) месторождения в анортозитах и габбро-анортозитах с ильменитовыми, гематит-ильменитовыми, ильменит-магнетитовыми, а иногда рутил-ильменитовыми рудами; 2) месторождения в габбро и габбро-норитах с ильменит-магнетитовыми рудами. Отмечается, что размеры и интенсивность накопления титаномагнетитовых руд тем больше, чем было длительнее остывание магмы, совершеннее ее дифференциация, интенсивнее сопровождающие этот процесс тектонические подвижки, создающие ослабленные зоны и отжимающие в их пределы фракционированный рудный расплав. В связи с этим наиболее благоприятными были условия внедрения и застывания рудоносных магм по крупным тектоническим разломам.

По форме рудных тел среди титаномагнетитовых месторождений выделяются жилы, линзы, гнезда, а также вкрапленники шпирообразной, лентовидной и неправильной формы. Положение и морфология этих тел контролируется элементами протемагматической тектоники (магматическим расслоением пород в процессе их дифференциации), оживленными на самых заключительных стадиях раскристаллизации рудоносных массивов согласными зонами скола; впоследствии рудные тела нередко разбиваются продольными и поперечными сбросо-сдвигами (рис. 47).

Минеральный состав титаномагнетитовых руд определяется вхождением в них трех главных минералов: рутила, ильменита и титаномагнетита, представляющего собой в сущности тонкое сростание ильменита и магнетита. Кроме того, в рудах отмечаются минералы группы рутила (анатаз, брукит и др.), группы ильменита (гейкилит, пирофанит, браннерит и др.), магнетит, апатит, сульфиды (преимущественно пирротин, пирит, халькопирит), породообразующие минералы вмещающих основных пород и продукты их эндогенного и экзогенного преобразования (гранат, амфибол, серпентин, эпидот, хлорит, гематит, лейкоксен, карбонаты). Текстура руд обычно массивная, полосчатая, пятнистая и вкрапленная. Характерна сидеронитовая структура руды с обилием явлений распада титаномагнетита на ильменит и магнетит.

Среди титаномагнетитовых известны очень крупные месторождения с запасами руды в миллиарды тонн и, соответственно, с запасами титана, превышающими десятки миллионов тонн; руды этих месторождений комплексные, обычно требующие обогащения; содержание железа в них колеблется в широких пределах от 10 до 53%, окиси титана от 2—4 до 20% и ванадия, изоморфно входящего в магнетит, в количестве 0,1—0,5%; в исключительных случаях содержание трехоксида ванадия достигает 8% (Индия и Пакистан).

Апатит-магнетитовые месторождения. Эти достаточно редкие месторождения связаны с породами сиенитовой магмы. Выдающимся их представителем является рудное поле Кирунавары в Северной Швеции. Близкие месторождения известны в Центральной Швеции, в Норвегии, в США (Адирондак), Мексике (Маркадо, Дуранго), Чили (Альгарробо, Тьфо). В СССР к ним приближается месторождение Лебяжинского рудника на Урале. Наиболее типичные среди них относятся к платформенной формации щелочных пород (Кирунавара); в связи с щелочными дериватами основных магм ранней геосинклинальной стадии ассоциированы более редкие и менее значительные месторождения (Лебяжинское). Представители этих месторождений относятся к древним эпохам рудообразования — протерозойской, каледонской и лишь отчасти герцинской.

Жилообразные тела и линзы руды обычно приурочены к контакту щелочных гипабиссальных пород или располагаются между их разновидностями, представляющими собой продукты последовательного внедрения сложных интрузивов. Так, например, главное рудное тело Кирунавары размещается между пластовыми интрузиями кварцевых порфиров, слагающими его висячий бок, и сиенитовых порфиров, составляющими породы его лежащего бока (рис. 48).

Таким образом, положение рудных тел контролируется ослабленными тектоническими зонами, проходящими по поверхности соприкосновения одновременных пластовых интрузий. Рудные тела пересекаются дайками гранит-порфиров, гранофиров, аплитов, сиенитов и пегматитов.

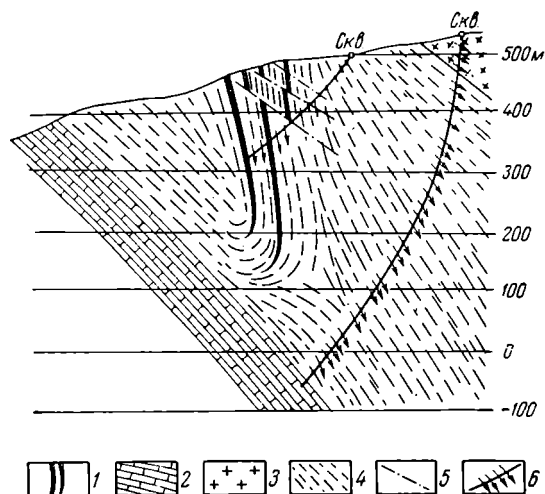


Рис. 47. Поперечный разрез Кусипокского месторождения. По Д. Штейнбергу и др.

1 — сплошной титаномагнетит; 2 — карбонатные породы лежащего бока; 3 — гранито-гнейсы; 4 — габбро-амфиболиты; 5 — тектонические нарушения; 6 — направление структурных элементов (полосчатости и план — параллельной текстуры) по данным замеров в керне скважин

Руда состоит из магнетита с примесью фторапатита (до 15%) и небольших количеств гематита, диоксида, амфибола, турмалина, циркона, биотита.

кварца, карбонатов и очень редких сульфидов.

Вмещающие породы испытали заметное преобразование. В порфирах отмечается актинолит-скаполитовое скарнирование, окварцевание, серицитизация и карбонатизация. Это свидетельствует о насыщенности рудной магмы летучими компонентами, обусловившими пневматолито-гидротермальный метаморфизм боковых пород в процессе ее раскристаллизации. Формирование рудных тел описываемых месторождений иногда было неоднoактным. Например, в Кирунаваре после образования магнетитовых руд с низким содержанием апатита произошло их дробление и цементирование новой порцией рудного расплава с созданием высокофосфористых руд.

Запасы руды у наиболее крупных представителей этих месторождений достигают первых миллиардов тонн; содержание железа обычно ниже 60%, содержание фосфора около 2%, а серы — редко превышает 0,05%. По технологии переработки это преимущественно томасовские руды.

Апатитовые месторождения. Уникальным представителем этих месторождений является Хибинский массив щелочных пород Кольского полуострова с его апатит-нефелиновыми залежами. Хибинский массив сформировался в герцинский

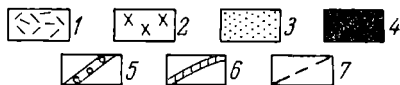
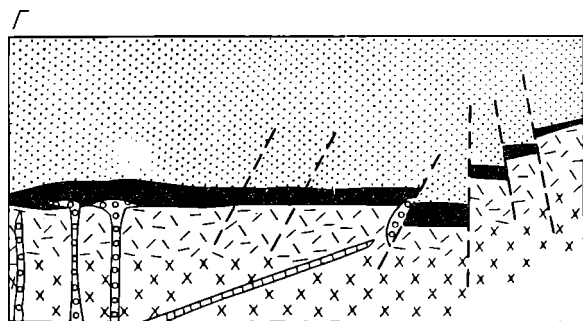
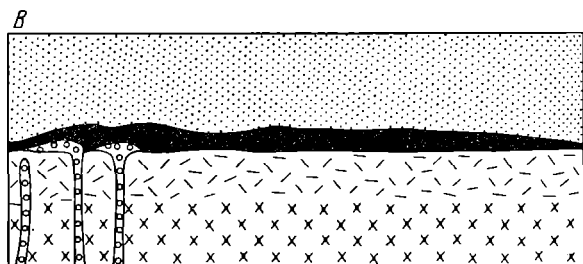
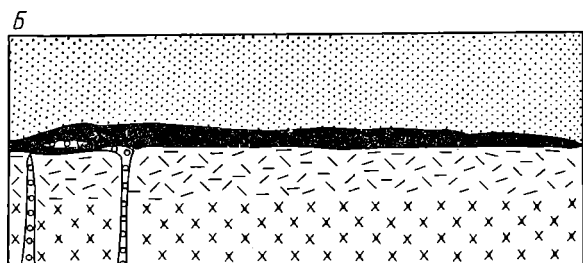
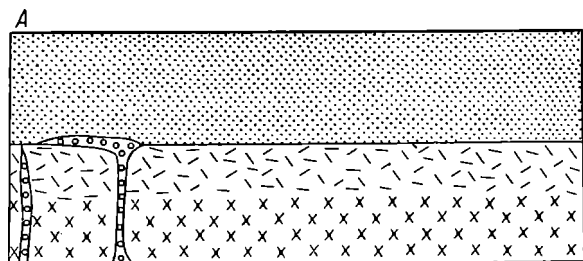


Рис. 48. Последовательность формирования апатит-магнетитового месторождения Кирунавара.

По Н. Магнуссону

1 — сиенит-порфир; 2 — сиенит; 3 — кварцевый порфир; 4 — руда; 5 — гранит-порфир; 6 — гранофир; 7 — сбросы.

А, Б, В, Г — стадии развития

магматический период на Балтийском докембрийском щите и относится к платформенным образованиям. Он имеет форму лополита и характеризуется коническим строением, обусловленным последовательным внедрением хибинитов и нефелиновых сиенитов. Вдоль границы внешнего хибинитового и внутреннего сиенитового комплекса внедрились

породы ийолит-уртитового ряда, с которыми пространственно и генетически связаны наиболее значительные залежи апатита (рис. 49). Они представлены кольцом крупных линз, расположенных вдоль поверхности отслоения ийолит-уртитов (лежащий бок) и перекрывающих их рисчорритов (висячий бок).

Наиболее крупная линза Кукисвумчорра имеет зональное строение. Верхняя зона сложена пятнистыми, центральная зона — полосчатыми, а нижняя — сетчатыми апатитовыми рудами. Кроме апатита, количество которого составляет 25—75%, в состав руды входят нефелин, эгирин и

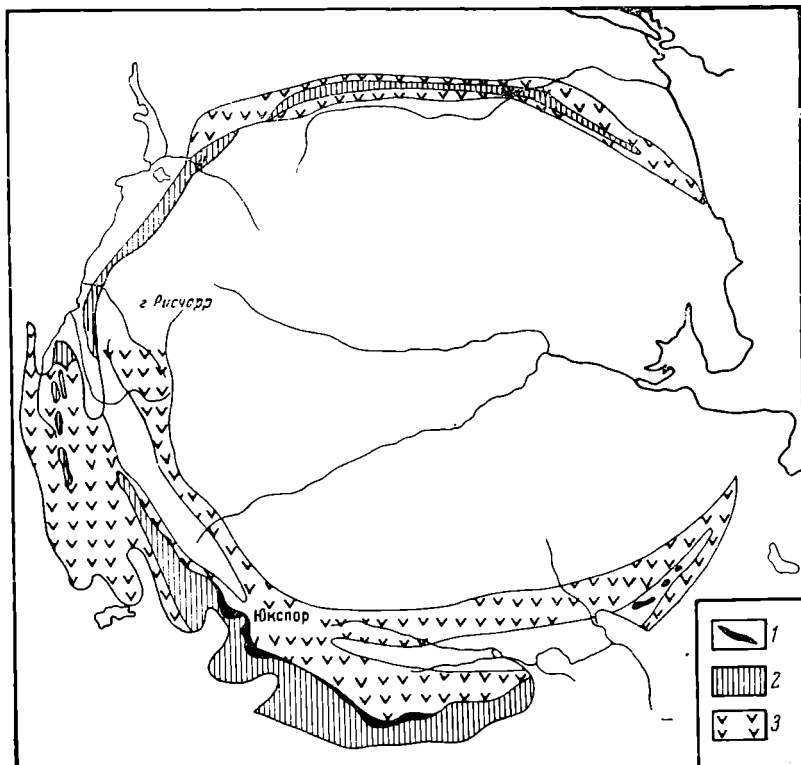


Рис. 49. Схема геологического строения апатитового месторождения Хибин. По Н. Елисееву

1 — апатит; 2 — комплекс ийолит-уртитов; 3 — нефелиновые спениты

роговая обманка, а также в незначительном количестве сфен и титаномангнетит. Апатитовая руда рассматривается как продукт конечной кристаллизационной дифференциации щелочного магматического расплава и внедрения его по конической трещине отслоения, заложившейся между более ранней внешней оболочкой и более поздним внутренним ядром Хибинского дололита.

Запасы апатит-нефелиновой минеральной массы Хибин измеряются сотнями миллионов тонн.

Месторождения редких земель. Свообразное месторождение редких земель и других редких элементов приурочено к массиву щелочных пород, имеющему форму плоского конусообразного дололита, образованного в среднепалеозойское время. Этот сложнопостроенный массив создан в несколько стадий интрузивной деятельности. В его строении выделяется четыре последовательных комплекса: 1) эвдиалитовые лувриты, слагающие верхнюю часть массива и обладающие мощностью от 150 до 500 м; 2) так называемый дифференцированный комплекс, расположенный

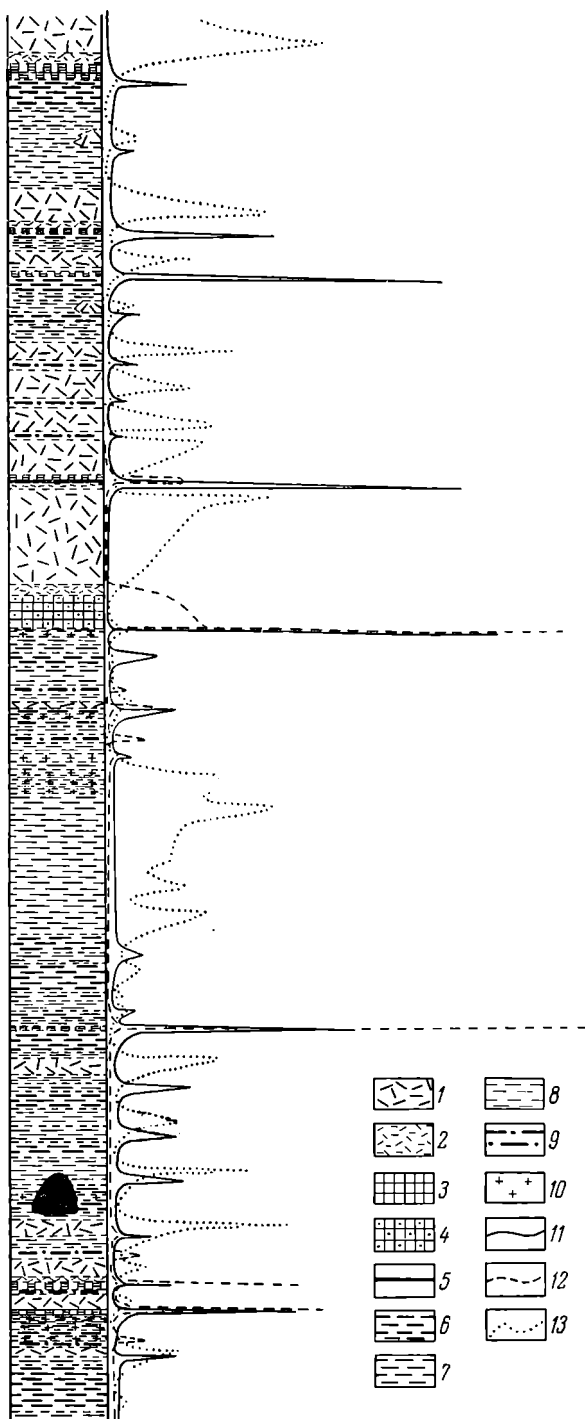


Рис. 50. Кривые распределения лопарита, апатита и минералов группы ломоносовита — мурманита в породах дифференцированного комплекса.
По Е. Еськовой

1 — фойюиты; 2 — ювиты; 3 — уртиты; 4 — ийолит — уртиты; 5 — малишниты; 6 — меланократовые лувявриты; 7 — мезократовые лувявриты; 8 — лейкократовые лувявриты; 9 — роговообманковые лувявриты; 10 — пегматиты; 11—13 — кривые распределения: 11 — лопарита, 12 — апатита, 13 — минералов группы ломоносовита — мурманита

в основании интрузива и имеющий мощность свыше 1000 м; 3) мелкие штоки пойкилитовых сиенитов, рвущие породы первых двух комплексов; 4) редкие дайки мончикитов, тингуаитов, нефелиновых базальтов, шонкинитов, а также более частые жилы щелочных пегматитов, пересекающие породы первых трех комплексов.

Оруденские приурочено к дифференцированному комплексу, наиболее характерной особенностью которого является тонкослойное сложение, обусловленное многократным чередованием трехчленных пачек фойюит — уртит — лувявритов. Эти прослои содержат минералы титана, ниобия, циркония и редких земель, причем каждой разновидности пород свойственна определенная ассоциация редкометалльных минералов. Для фойюитов типичны ломоносовит, мурманит, лампрофиллит и эвдиалит, для уртитов — лопарит и апатит, а для лувявритов — смешанная минерализация. В наиболее совершенно дифференцированных частях разреза возникают рудные прослои (рис. 50).

В породах дифференцированного комплекса выделяется четыре группы минералов, соответствующие главным стадиям его формирования. В первую стадию образовались нефелин, микроклин, лопарит, апатит и часть эгирина. Во вторую стадию кристаллизовалась остальная часть эгирина, минералы титана, циркония и ниобия. В третью стадию из остаточного, насыщенного летучими

соединениями расплава отложились такие минералы, как виллинит, пектолит, альбит, содалит, канкринит и уссингит. В четвертую стадию формировались водные минералы, среди которых главное место занимает патролит, замещающий нефелин, микроклин и другие ранее образованные минералы. Поступное преобразование проявилось в виде цеолитизации, содалитизации, канкринитизации и уссингитизации, с преобразованием минералов группы эвдиалита в катапелит и ловозерит, лопарита — в металопарит, ломоносовита — в мурманит.

* * *

Для позднемагматических месторождений апатит-магнетитовых, апатитовых и редкоземельных руд, генетически связанных с платформенными щелочными интрузиями, отмечается повышенное участие в их формировании летучих минерализаторов. Воздействие последних сказывается на заключительных стадиях рудообразования и выражается как в преобразовании ранее выпавших из расплава минералов, так и в отложении новых соединений. Роль этих процессов столь заметна, что некоторые исследователи выделяют в общем процессе образования рассматриваемых здесь магматических месторождений особую гидротермальную стадию (рис. 51), а другие (Г. Шнейдерхен) относят их к переходным магматическим — шевматолитовым образованиям.

МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БУШВЕЛЬДСКОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОЙ АФРИКИ

Бушвельдский магматический комплекс рудоносных пород (рис. 52) представляет собой уникальное природное образование и заслуживает специального описания. Это грандиозный лополит длиной около 500 км, внедрившийся в мощную толщу кварцитов и эффузивов докембрийской свиты Претория в синийское или нижнекембрийское время. Внедрение происходило в момент максимального накопления осадков и прогибания крупной платформенной мульды, называемой иногда геосинклиналью (А. Дю Тойт). Можно считать, что Бушвельдский лополит формировался в обстановке, промежуточной между геосинклинальными и платформенными условиями. Это переходное его положение сказалось на особенностях его состава, строения и характере связанных с ним месторождений. В истории формирования бушвельдского комплекса выделяются следующие стадии:

- 1) излияние основных лав, накопление туфов и внедрение силлов фельзитов;
- 2) внедрение силлов диабазов в породы основания;
- 3) ранняя фаза главной интрузии — внедрение основной магмы, ее дифференциация (образование норитового комплекса);
- 4) поздняя фаза главной интрузии — внедрение гранитной магмы (образование гранитного комплекса);
- 5) внедрение даек щелочных пород;
- 6) значительно более позднее внедрение кимберлитовых посленижнеюрских трубок.

С гранитами связаны пегматитовые и грейзеновые месторождения оловянных руд, а с норитовым комплексом — разнообразные и крупные магматические месторождения.

В толще достаточно хорошо расслоенного норитового комплекса выделяются (сверху вниз): а) зона состава гранодиорит-габбро мощностью 2700 м; б) зона состава габбро-норита мощностью 4500 м; в) так называемая «критическая псевдостратифицированная зона» состава пироксенит — перидотит мощностью 750—900 м; г) базальная зона габбро, пироксенитов, дунитов.

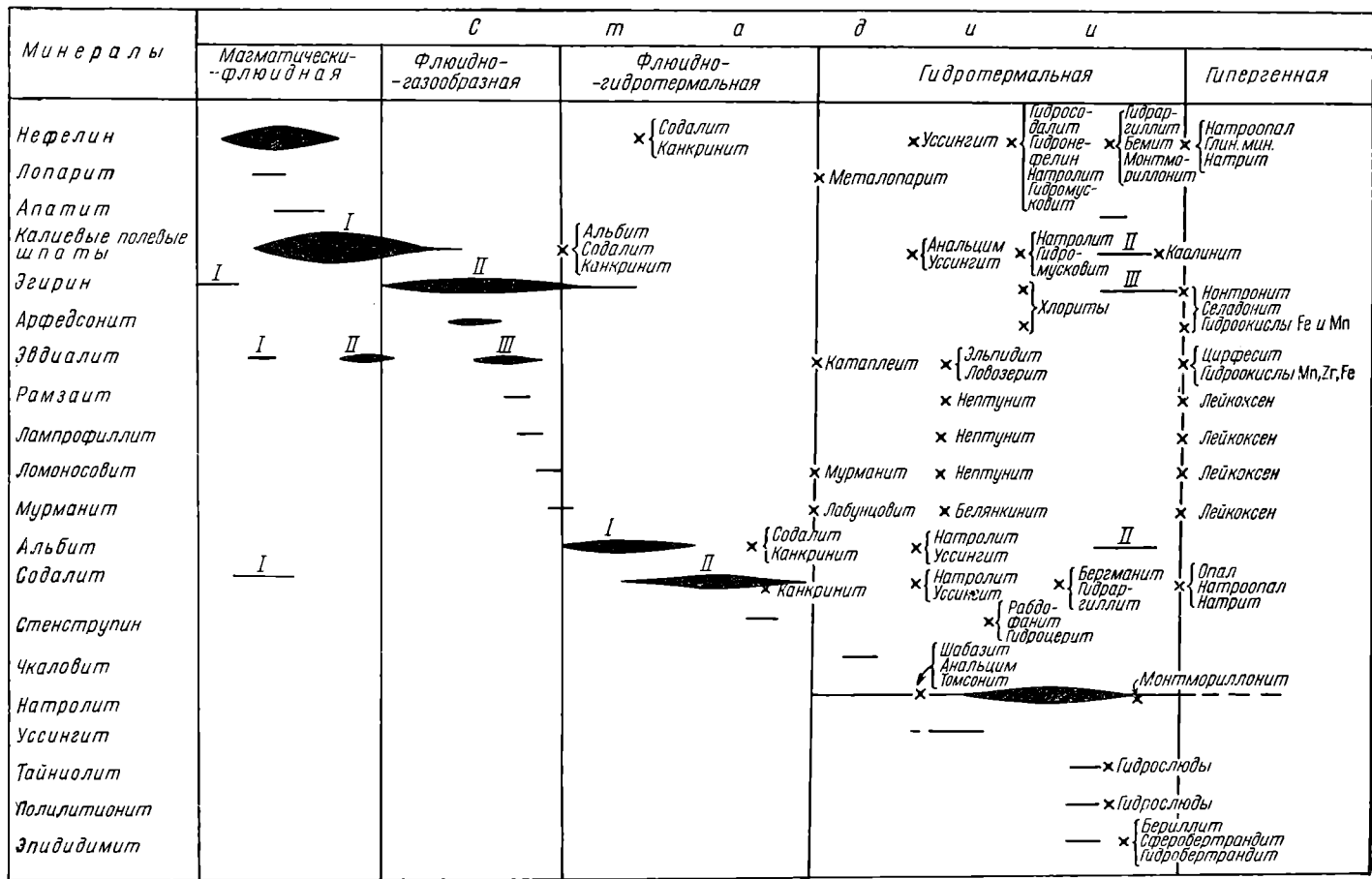


Рис. 51. Схема последовательности выделения главных и характерных редкоземельных минералов и процессы замещения в одном из щелочных массивов.
I — III — генерации минералов;
крестики — начало процессов замещения

Магматические месторождения сосредоточены в породах критической зоны. В ее составе имеются: 1) горизонты дунитов с хромшпинелидами, иногда платиноносными; 2) горизонты анортозитов с титаномагнетитами; 3) горизонты норитов с ликвационными месторождениями платиноносных сульфидов. Наиболее характерным представителем последних является

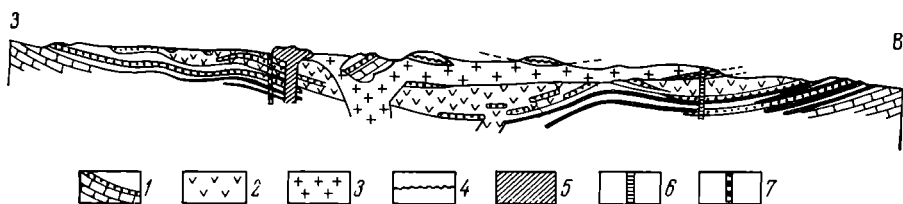


Рис. 52. Схематический геологический разрез Бушвельдского лополита.
По А. Дю Тойту

1 — породы основания трансваальской системы, интрузивированные силами диабазов (черное); 2 — норит; 3 — гранит; 4 — породы кровли Ройбергской группы; 5 — ниландсбергский вулканический центр; 6 — спидкопеекое вулканическое жерло; 7 — кимберлитовая трубка

горизонт или риф Меренского, сложенный диаллаговым норитом с прослоями хромита и скоплениями сульфидов железа, никеля и меди, при высоком содержании связанных с ними платины и палладия.

ЛИТЕРАТУРА

- Бобревич А. П. [и др.]. Алмазные месторождения Якутии, Госгеолтехиздат, 1959.
- Вагер Л. Р., Винснет Э. А., Смейлс А. А. Сульфиды в Скаергаардской интрузии, Восточная Гренландия. Пер. с англ. «Новости зарубежной геологии», 1959, вып. 18.
- Годлевский М. Н. К вопросу о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений на Сибирской платформе. «Геология рудных месторождений», 1959, № 2.
- Годлевский М. Н. Обзор гипотез происхождения сульфидных медно-никелевых месторождений. ВСЕГЕИ, Минерал. сб., № 2, 1961.
- А. Дю Тойт, Геология Южной Африки. Пер. с англ. Ю. М. Шейнманна. Изд-во иностр. лит., 1957.
- Заварицкий А. Н. О классификации магматических рудных месторождений. «Изв. Геол. ком.», 1926, т. 45, № 1.
- Котульский В. К. О магматических и гидротермальных месторождениях. «Изв. АН СССР», серия геол., 1947, № 5.
- Кравченко Г. Г. К вопросу о структурных условиях формирования хромитовых месторождений Кемпирсайского массива. «Геология рудных месторождений», 1962, № 4.
- Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат, 1957.
- Соболев В. С. Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, острова Борнео и Северной Америки. Госгеолтехиздат, 1951.
- Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. Изд-во АН СССР, 1948. (Тр. ИГиН, вып. 97).
- Ватман А. М. The formation of late magmatic oxide ores. Economic Geology, No. 44, 1961.
- Нэвлей I. E. The Sudbury Ores. Canada, 1962.
- Вогт I. L. Magmas and igneous ore deposits. Economic Geology, No. 3, No. 4 and No. 5, 1962.

ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Многочисленные исследования в районах пегматитовых полей Союза, занимающих на двух континентах пространство во много тысяч километров и поднимающихся в высоту на несколько тысяч метров, дали возможность проверить и по-повому обосновать те теоретические предпосылки, на которых ныне строится понимание пегматитового процесса в земной коре.

А. Ферсман, 1938

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Пегматиты и находящиеся в них полезные ископаемые принадлежат к самостоятельной группе позднемагматических образований, формирующихся на самых завершающих ступенях отвердевания интрузивных массивов и располагающихся близ их кровли. Они связаны с родоначальными интрузивами тождественностью состава, но отличаются от них меньшими размерами, жиллообразной и гнездообразной формой, зональным внутренним строением, неравномерностью в размерах зерен, крупными кристаллами части слагающих их минералов и наличием продуктов метасоматической переработки первичных минеральных ассоциаций магматического происхождения.

Пегматиты свойственны глубинным изверженным породам любого состава. Однако среди них преобладают гранитные пегматиты, реже встречаются щелочные и еще реже основные и ультраосновные пегматиты.

Гранитные пегматиты, по А. Ферсману, можно разделить на пегматиты чистой линии и пегматиты линии скрещения. Пегматиты чистой линии залегают в гранитах или тождественных им породах и не испытывали усложнения своего состава в процессе формирования. Пегматиты линии скрещения образуются среди иных формаций, что отражается на их составе. В этих условиях возникают гибридные пегматиты, ассимилировавшие вещество боковых пород, и десилицированные пегматиты, отдавшие часть своего кремнезема вмещающим породам, недосыщенным этим соединением.

Преобладающей формой пегматитов являются простые плитообразные и сложные жилы; реже встречаются линзы, иногда кашлеобразного очертания, гнезда и трубы. Размеры пегматитовых залежей весьма разнообразны и иногда достигают значительной величины. Примерами этому могут служить «гигантомигматические пегматиты» Мамской и Витимской тайги, жилы которых имеют длину до 200 м и мощность до 50 м, некоторые пегматитовые жилы США длиной свыше 1500 м и мощностью более 150 м, и, наконец, уникальные слюдоносные жилы длиной до 6 км при мощности в 50 м, прослеженные на глубину свыше 200 м. Пегматитовые жилы Южного Тянь-Шаня прослежены в скалистых ущельях Туркестанского хребта по падению до 700 м.

В минеральном составе пегматитов преобладают силикаты и окислы. Гранитные пегматиты чистой линии сложены калиевым полевым шпатом, кварцем, плагиоклазом (альбит, олигоклаз) и биотитом; кроме этих главных пегматитообразующих минералов, в них концентрируются в разной степени: мусковит, турмалин, топаз, берилл, лепидолит, флюорит, апатит, минералы редких и радиоактивных элементов, а также редких земель. Гибридные пегматиты, образованные при ассимиляции глинозема-

стых пород (например, глинистых сланцев или основных пород), обогащаются такими минералами, как андалузит, кианит, силлиманит. Подобного рода пегматиты, загрязненные карбонатами кальция, магния и железа, содержат роговую обманку, пироксены, титанит, скаполит и другие минералы. Десилицированные пегматиты в ультраосновных и карбонатных породах представлены обычно плагиоклазитами состава от альбититов до анортититов. При пересыщении глиноземом возникают корундовые плагиоклазиты. При этом за счет выноса из пегматита калия и кремния во вмещающих карбонатных породах образуются оторочки скарнов, в состав которых входят тремолит, диопсид, скаполит, флогопит, гранат.

Щелочные пегматиты состоят из микроклина или ортоклаза, нефелина или содалита, эгирина, гакманита, натролита, арфведсонита с примесью апатита, анальцима, а также минералов циркония, титана, ниобия и редких земель.

Пегматиты ультраосновных и основных магм (габбро-пегматиты, бронзититы и др.) сложены основным плагиоклазом (анортит — битовнит), средним плагиоклазом (лабрадор — андезин), ромбическим пироксеном (бронзит), в меньшей степени оливинном, амфиболом, биотитом, с примесью апатита, граната, сфена, циркона, титаномагнетита, магнетита и иногда сульфидов (пирротин, пентландит, халькопирит).

Для пегматитов, особенно гранитных пегматитов чистой линии, характерна эвтектоидная структура срастания полевого шпата и кварца и развитие крупных кристаллов отдельных минералов, иногда достигающих гигантских размеров. Так, одна из каменоломень Урала целиком размещалась в одном кристалле амазонита. По отдельным минералам известны кристаллы длиной — для кварца более 2 и даже до 7,5 м, сподумена — до 2 и даже до 14 м (Этта в США), берилла — до 5,5 м (США). Пластины мусковита достигают площади до 5 м², а биотита — до 7 м². Вес кристалла топаза из копи Урала составлял 60 кг, кристалла мориона из пегматитов Европейской части СССР около 10 т, кристалла кварца из пегматитов Казахстана 70 т, а кристалла микроклина из жилы Норвегии около 100 т.

По составу и особенностям внутреннего строения пегматиты разделяются на простые, или недифференцированные, и сложные, или дифференцированные. Простые гранитные пегматиты состоят в основном из калиевого полевого шпата и кварца. Сложные пегматиты имеют более разнообразный минеральный состав и, как правило, зональное сложение. В строении таких зональных гранитных пегматитов выделяется их оболочка, внутренняя часть и неправильные метасоматические скопления, составляющие пять главных элементов их структуры. Первой самой внешней зоной является тонкозернистая оторочка мусковит-кварц-полевошпатового состава, по ширине редко превышающая несколько сантиметров. Вторая зона сложена кварц-полевошпатовой массой письменной и гранитной структуры. Третья зона состоит из мономинеральной массы или блоков микроклина. Четвертую зону образует кварцевое ядро пегматитовых жил. Пятая зона не всегда проявлена и менее отчетлива. Она представлена неправильными скоплениями кварца, альбита, мусковита, сподумена и минералов редких металлов, тяготеющих по преимуществу к границе кварцевого ядра и микроклиновой зоны, но распространяющихся и в стороны от нее, особенно в область микроклиновой части.

К. Власов (1952) склонен рассматривать такие особенности строения пегматитов как следствие эволюционного развития пегматитовых тел в процессе их образования. Это развитие может дойти до разных стадий, в связи с чем могут образоваться пегматиты разной степени дифференцированности. По этой степени дифференцированности, учитывающей пространственное соотношение минеральных парагенезисов, слагающих пегматитовые тела, К. Власов выделяет пять текстурно-парагенетических групп пегматитов (рис. 53).

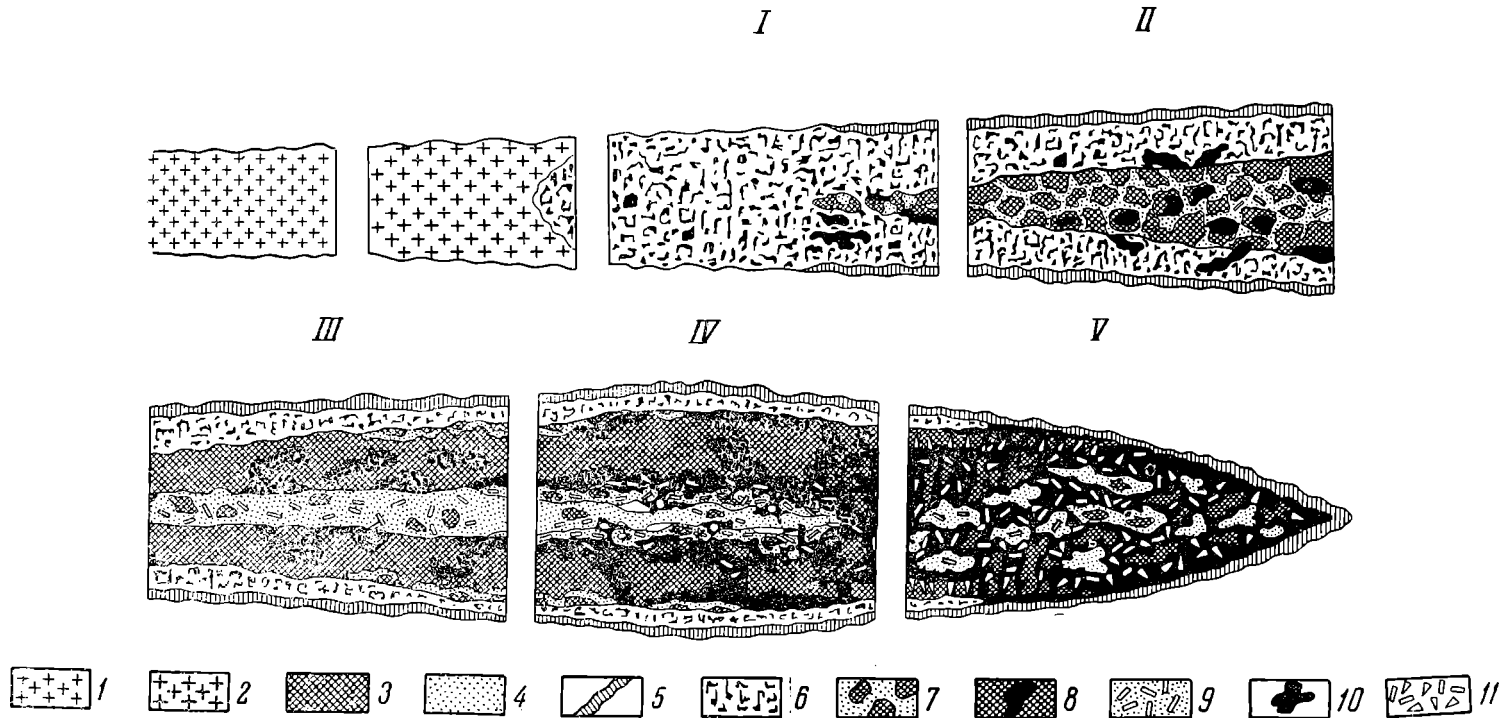


Рис. 53. Схема текстурно-парагенетических типов пегматитов. По К. Власову

1 — гранит; 2 — пегматоидный гранит; 3 — микроклин; 4 — кварц; 5 — контактные оторочки и зоны мусковит-кварц-полевошпатового состава;
 6 — пегматит письменной и гранитной структуры; 7 — блоковая зона; 8 — полиминеральная микроклиновая зона; 9 — кварц-сподуменовая зона;
 10 — комплексы и зоны замещения: альбит, кварц, мусковит, реликты микроклина, редкометальные минералы (лепидолит, берилл, часто цезевый,
 шюбарто — танталаты, полихромный турмалин, сподумен и др.); 11 — сподумен.
 I — равномернозернистый или письменный; II — блоковый; III — полуподифференцированный; IV — редкометального замещения; V — альбит-
 сподуменовый типы

К первому типу (равномернозернистому, или графическому) относятся простые пегматиты, состоящие в основном из кварца и полевых шпатов. Ко второму (блоковому) типу, состоящему из зоны микроклиновых блоков, обрамленных полосой письменной структуры, принадлежит большая часть пегматитов. Третий (полнодифференцированный) тип пегматитов характеризуется развитием кварцевого ядра, микроклиновой и письменной зон. В четвертом типе (редкометального замещения), кроме того, развиваются скопления минералов редких металлов. Наконец, к пятому типу относятся специфические альбит-сподуменовые пегматиты, представляющие по К. Власову, высшую форму их дифференциации.

По мере перехода от низшего к высшим типам пегматитов увеличивается количество зон в их сложении, возрастает роль метасоматических скоплений, сопровождающихся редкометальной минерализацией, укрупняются минералы, расширяется их ассортимент, сокращается размер зоны гранитной и письменной структуры. Пегматиты первых двух типов часты, третьего типа — сравнительно редки, а последних двух типов — еще более редки. Наличие в пегматитовых полях жил высших типов гарантирует присутствие пегматитов низших типов, но не наоборот.

При разработке пегматитов получают керамическое сырье, мусковит, кварц (в том числе оптический и пьезокварц), флюорит (в том числе оптический), драгоценные камни, руду лития и бериллия, иногда руду олова, вольфрама, урана, тория, ниобия, тантала и редких земель.

С тех пор как аббат Р. Гаюи в начале прошлого века выделил пегматиты в самостоятельную минеральную разновидность, их исследованием занимались многие выдающиеся геологи. Наиболее значительные работы о пегматитах принадлежат русским ученым. Среди них выделяется блестящая монография А. Ферсмана. Много также сделали для прогресса наших знаний о пегматитах А. Заварицкий, К. Власов, В. Никитин, А. Гинзбург и другие советские геологи. Из зарубежных исследователей пегматитов необходимо упомянуть В. Брёггера, Е. Бэстина, Н. Варламова, В. Гольдшмидта, А. Далесса, Р. Джонса, Ж. Жедваба, Е. Камерона, И. Кэмпса, К. Ландеса, Э. Ларсена, П. Ниггли, Ф. Хесса, В. Шеллера и др.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

подавляющая масса пегматитов, особенно гранитных, формировалась на значительных глубинах, в пределах абиссальной зоны, в обстановке существенного давления. А. Гинзбург, посвятивший этому вопросу специальное исследование, выделяет три группы пегматитов по фациям их глубинности. Наиболее глубинные пегматиты, формировавшиеся ниже 6—7 км от поверхности земли, чаще всего размещаются в докембрийских кристаллических породах, имеют древний допалеозойский возраст и могут быть использованы преимущественно в качестве сырья для керамической и слюдяной промышленности. Менее глубинные пегматиты, образовавшиеся в интервале от 3,5—4 до 6—7 км, известны в возрастных границах от докембрия до мезозоя, отличаются повышенной концентрацией минералов редких элементов (лития, бериллия, цезия, тантала, олова и др.). Наименее глубинные пегматиты создавались на глубине от 2 до 4 км, преимущественно в герцинский, киммерийский и альпийский этапы развития, и характеризуются скоплением в них ценного кристаллического сырья (оптический флюорит, пьезокварц, драгоценные камни). На меньших глубинах, отвечающих верхней части гипабиссальной зоны и приповерхностной зоне, пегматитовые поля не образуются.

Массовое образование пегматитов характеризуется оптимальным давлением в 1000—2000 атм (А. Ферсман).

В зависимости от точки зрения на условия формирования пегматитов существуют различные мнения относительно начальной температуры

пегматитообразования (см. ниже.) С одной стороны, если полагать, что началом этого процесса будет отделение высокоминерализованного летучими соединениями остаточного магматического расплава, то за исходные необходимо принимать следующие данные: 1) ранняя кристаллизация в магматическом расплаве происходит при температуре 900—1200°; 2) застывание нормального гранита осуществляется несколько ниже 1000° (до 800° С). В присутствии минерализаторов эта температура может упасть до 600°. В опытах Джейнса и Барнхэма, осуществленных в 1958 г., образец пегматита с примесью 0,4% фтора уже при 550° становился частично жидким. С другой стороны: 1) конечная гранитная эвтектика, свойственная ранним минеральным обособлениям пегматитов, осуществляется при температуре 700—650°; 2) наличие в пегматитах высокотемпературной модификации кварца, существующей лишь в условиях более 573° С. «Таким образом, учитывая совокупность всех данных, начальная температура гранитного пегматитового расплава должна быть порядка 800—700°» (А. Ферсман). В длительном процессе последующего накопления и метасоматического преобразования пегматитообразующих минеральных комплексов температура постепенно снижается. По исследованию газово-жидких включений в последовательных генерациях пегматитообразующих минералов Волыни, выполненных Н. Ермаковым и другими, установлена температура ранних выделений кварца в 600—540°, последующих отложений кварца и топаза в 510—300°, еще более поздних образований внешних марииновой и аметистовой зон кварца в 300—130°, а заключительных халцедоновых оторочек на аметистах в 90—55°. В пегматитах Виитаньеми в Финляндии найден самородный висмут, который мог отложиться только при температуре ниже 270° (его температура плавления). По данным А. Никонорова и И. Михайлова, температура декрипитации газово-жидких включений в мусковитах из пегматитов различных районов оказалась равной для ранней стадии 400—340°, а для поздней кварц-мусковит-альбитовой стадии 190—150°. Решающие процессы, формирующие современный облик пегматитов, если принимать во внимание все перечисленные выше данные, происходили, очевидно, при температурах 600—200°. Изучение включений в топазах из пегматитов при нагревании до 500° и давлении до 3000 кг/см², выполненное Г. Леммлейном, М. Клея и И. Островским, привело их к выводу о том, что плотность пегматитообразующего вещества была высокой, оно содержало в своем составе 50% SiO₂ и было насыщено водой (более 10%).

Эволюция физико-химических условий в процессе формирования пегматитов относится к одной из наиболее дискуссионных проблем современного учения о полезных ископаемых. В настоящее время существует три основных гипотезы.

Первая гипотеза в наиболее законченном и совершенном виде изложена А. Ферсманом. Сторонники этой гипотезы считают пегматиты продуктом затвердевания обособленной от магматического очага остаточной магмы, из которой вначале по принципу фракционной кристаллизации выпали в определенной последовательности пироматматические минералы, подвергшиеся затем частичному преобразованию под воздействием летучих минерализаторов, накопившихся к концу процесса в пегматитообразующем расплаве. А. Ферсман очень широко подходил к процессу пегматитообразования — от магматического этапа, соответствующего последним ступеням застывания родоначальных интрузивов, до низкотемпературного гидротермального этапа, фиксирующегося образованием цеолитов, карбонатов и подобных им минералов.

В качестве опорных пунктов для температурной градуировки длительной эволюции хода пегматитообразования А. Ферсман принимал: 1) начало процесса в 800—700° С; 2) точку перехода бета-кварца в альфа-кварц, лежащую в пределах от 573 до 644° С (в зависимости от давления); 3) критическую температуру воды, находящуюся между 374 и 425° (в зависимости

от давления и состава растворенных веществ); 4) минимальную температуру гидротермального минералообразования в 50° С.

Общее развитие процесса на основе двухкомпонентной системы, состоящей из труднолетучего вещества (силиката) и легколетучего компонента (воды), рисовалось им в строгом соответствии с известной диаграммой П. Ниггли (рис. 54). В левой части этой диаграммы показано изменение соотношений труднолетучего и легколетучего компонента в физико-химической системе по мере ее остывания. В правой части диаграммы изображена кривая упругости пара в системе, постепенно нарастающая к пегматитовому этапу и затем вновь снижающаяся к концу гидротермального этапа.

В соответствии с этим А. Ферсман при формировании пегматитов различал пять этапов: 1) магматический, 2) эпимагматический, 3) пневматолитовый, 4) гидротермальный и 5) гипергенный; эти этапы расчленились на промежуточные ступени, составляющие одиннадцать фаз, или, как бы

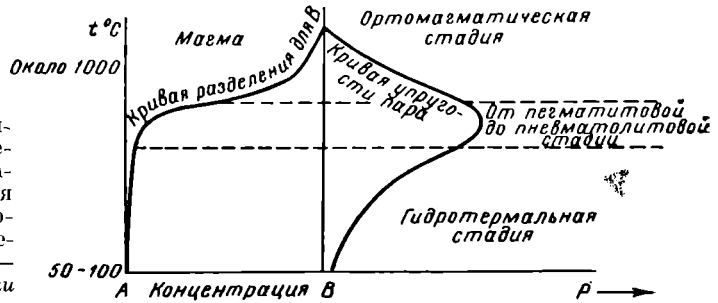


Рис. 54. Диаграмма температуры и состава (слева) и температуры и давления (справа) для системы летучего компонента: А — воды, и нелетучего компонента, В — силикатов По П. Ниггли

мы теперь сказали, стадий пегматитообразования. Общая схема последовательности минералонакопления в пегматитах по А. Ферсману изображена на рис. 55. Краткая характеристика этих геофаз (стадий) сводится к следующему.

Фаза А — магматическая — представляет собой двухфазовую физико-химическую систему расплава и выпавших из него кристаллов и отвечает завершению отвердевания родоначального интрузива при температуре 900—800° С.

Фаза В — эпимагматическая — соответствует образованию аплитовых мелкокристаллических оторочек при температуре 800—700° С.

Фаза С — собственно пегматитовая, или графическая — характеризуется одновременным выпадением калиевого полевого шпата и кварца в обстановке трехфазовой физико-химической системы (расплав — кристаллы — вскипевшие легколетучие соединения) при температуре 700—600° С.

Фазы D и E — пегматоидные — отличаются двухфазовым физико-химическим состоянием (гомогенизированная газожидакая, или флюидная, и твердая) с главным моментом кристаллизации турмалина, мусковита, берилла, топаза и других минералов, содержащих в своем составе летучие соединения (вода, фтор, бор), при температуре 600—500° С.

Фазы F — G — надкритические — характеризуются по-прежнему двухфазовым состоянием (флюидная и твердая) с проявлением типичного пневматолитового процесса, фиксирующегося образованием зеленых слюд, альбита, литиевых и других соединений, замещающих ранее выделившиеся минералы при температуре 500—400° С.

Фазы H — I — K — гидротермальные — соответствующие высоко-, средне- и низкотемпературному гидротермальным режимам вновь в условиях трехфазовой системы (сжиженная вода — газ —

твердые минералы) с отложением сульфидов, цеолитов, карбонатов при температуре от 400 до 50° С.

Фаза L — гипергенная — относится к преобразованию пегматитов в зоне выветривания с вхождением в их состав глинистых продуктов, вторичных карбонатов, гидроокислов, окремнения и др.

Таким образом, по этой гипотезе формирование пегматитов немислимо без специфического остаточного высокоминерализованного летучими соединениями магматического расплава, полная эволюция которого осуществляется в обстановке закрытой физико-химической системы, при неограниченной растворимости воды в силикатном расплаве.

К. Власов учитывает ограниченную растворимость воды в силикатном расплаве, говоря об образовании пегматитов из расплавов — растворов, представляющих собой магму со свободными газами, находящимися в ней в виде обособившихся пузырьков, но во всем остальном повторяет схему А. Ферсмана.

А. Гинзбург обращает внимание на то обстоятельство, что геохимическая эволюция пегматитового процесса выражается в основном в изменении состава и роли щелочей на последовательных этапах этого процесса. Вначале преобладают кальциево-натриевые щелочи с образованием плагиоклазов, сменяющиеся затем калиевыми щелочами с накоплением микроклина, и образованием при его гидролизе мусковита, переходящие к натриевым щелочам с развитием метасоматического альбита. Хотя переход к натриевому метасоматозу, по мнению А. Гинзбурга, свидетельствует о резком переломе в ходе пегматитообразования, он не исключает его автометасоматический характер.

Недостатками первой гипотезы образования пегматитов являются:

1) недостаток ограниченной растворимости воды в магме и вытекающее из этого необоснованное выделение пегматоидной и надкритической стадий развития;

2) недостаточный анализ тектонических факторов, которые могут определять не только пути внедрения и локализации пегматитов, но и раскрытие системы (взламывание пегматитовой полости);

3) отсутствие удовлетворительного объяснения пересечения пегматитовых жил трещинами, выполненными минералами поздних стадий;

4) вытекающая из гипотезы концентрация промышленно ценных минералов из летучих соединений только в верхних частях пегматитовых жил, сужающая их перспективы;

5) трудность объяснения резкой смены накопления калиевых полевых шпатов натровыми;

6) трудность объяснения проблемы пространства и зонального строения пегматитов.

Вторая гипотеза наиболее настойчиво пропагандируется американскими геологами (Р. Джонс, Е. Камерон, К. Ландес, Ф. Хесс, В. Шеллер и др.). Эти ученые подчеркивают, что структурные составляющие пегматитов отчетливо разделяются на две самостоятельные группы: 1) зональное заполнение пегматитовой полости, 2) метасоматические образования, формирующие массы, структурный рисунок которых явно накладывается на более раннее зональное строение пегматитовых тел (рис. 56). Исходя из этих данных, предполагается, что процесс формирования пегматитов распадается на два самостоятельных этапа — магматический и пневматолито-гидротермальный.

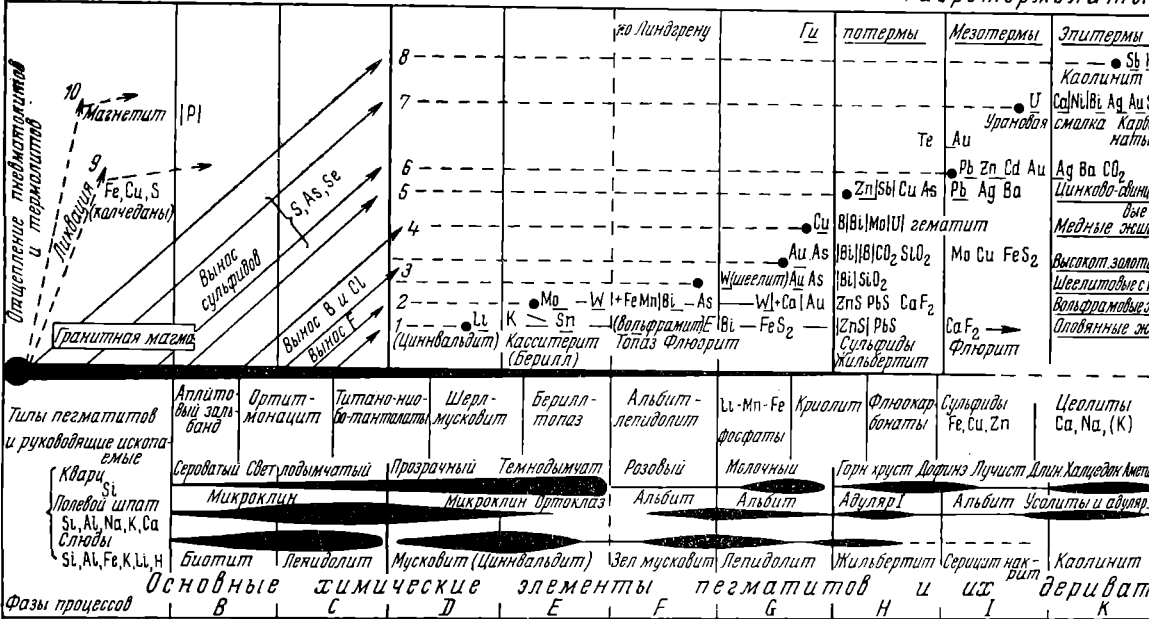
В первый, магматический этап происходит заполнение полости расплавом, из которого по схеме фракционной кристаллизации образуются зональные пегматиты. Система на этом этапе, по представлениям американских геологов, полузакрытая, т. е. приток новых веществ в нее не происходит, а удаление части вещества за пределы пегматита возможно.

Во второй, метасоматический этап, система полностью раскрывается. Под воздействием газодонных минерализованных растворов, поступающих

Гео-фазы	Магматич. А	Эпимагматические В		Пневматолитические (Флюидные) Д			Гидротермальные Е			Г		Н		К	
	Температуры 800°	700°	Точка Q	600°	500°	Точка P	400°	300°	200°						
Элементы пневматолитов и терм. Расстояние от очага															
В самом массиве															
на контакте — не дальше 100м — не дальше 500м — не дальше 1000м — не дальше 1500-2000м — дальше 20															
Mo			← Мolibденит →			← Мolibденит →									Побелит
Li			← Шерл →												
V и Be															
Sn															
So															
W															
Bi															
Fe															
Au															
AS															
S															
Cu															
Zn															
Cd															
Pb															
Ag															
Ba															
Se															
Co															
Ni															
Ra															
U															
Ti															
Te															
Sb															
Hg															
Жильное тело	SiO ₂														
	CO ₂														
	BaSO ₄														

Пневматолиты

Гидротермолиты

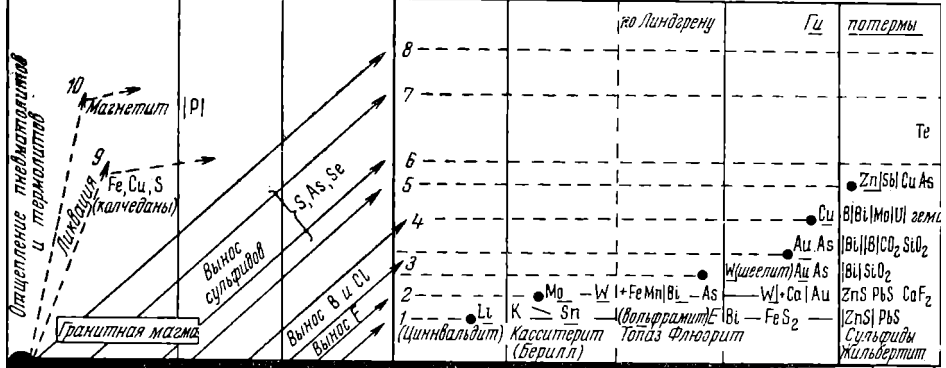


Основные химические элементы пегматитов и их дериват

Фазы процессов	В	С	Д	Е	Ф	Г	Н	И	К
P	Моноцит	Моноцит	Апатит	Амблигонит	Апатит		Фосфаты		
TR, Y, Th	Моноцит	Ортит Цера Кттра	Силикаты	(Моноцит)					
Fe, Mg	Магнетит	Биотит-маг	нетит	Гематит	Гематит	Фосфаты	Сульфиды		
Ta, Nb, Ti, Zr	Титанит	Тантала-ниоб	аты с Ti, Zr, Nb	Ниобаты	Уранит				
U, Ra, He		Уранит							
R			Шерл						
Mo, Re			Молибденит						
K		Микроклин	Ортоклаз						
Sc, Ce		(Зксенит)	Ортоклаз						
Be		Габолит	Берилл						
Sn			Касситерит						

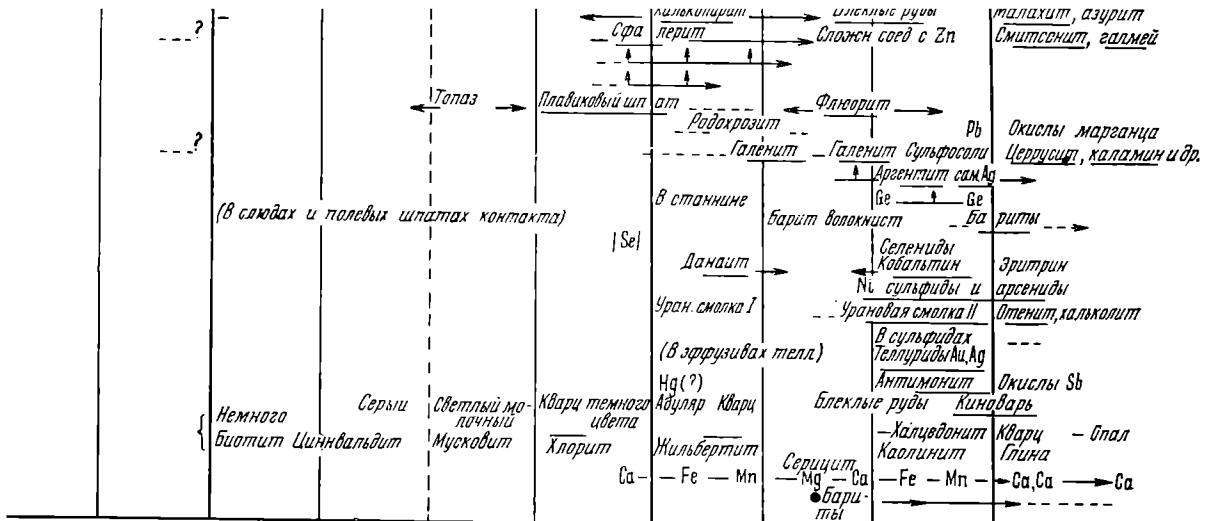
Cu Zn Cd In и Co F Mn Pb Ag Ge Ba Se Co Ni Ra U Ti Te Sb Hg	---	---	---	← Топаз →	← Сфа →	← Калькопирит перит →	← Радохрозы →	← Гале →
Жильное тело SiO ₂ CO ₂ BaSO ₄			(в слюдах и полевых шпатах контактов)			Плавиковый шпат		
			Немного биотит	Серый Циннвальдит	Светлый молочноцветный Мусковит	Кварц темного цвета Хлорит		
								В станнике Дамаск Уран смолка I (в эффузивах) Hg(?) Адуляр Кварц Жильбертит Ca — Fe — Mn

Пневматолиты



Типы пегматитов и руководящие ископаемые Кварц Полевой шпат Слюда Si, Al, Fe, K, Li, H	Аптитовый залыванд Сероцветный Микроклин	Ортит-монацит Светлодымчатый Лейкофанит	Титано-ниобитанталит Прозрачный Мусковит (Циннвальдит)	Шерл-топаз Темнодымчатый Микроклин Ортоклаз	Берилл-топаз Молочноцветный Вольфрамит (Берилл)	Альбит-лепидолит Розовый Альбит	Li-Mn-Fe фосфаты Молочный Альбит	Криолит Флюорит Горный хрусталь Адуляр
Фазы процессов	В	Д	Е	Г	Ж	З	И	К
Основные химические элементы пегматитов	Моноцит Магнетит Титанит Уранит	Моноцит Ортит Цероит Тантал-ниобит Уранит	Апатит Силикаты Немтит Атты с Ti, Zr, Nb Шерл Молодынец (Re) Микроклин пер- трит Гадолинит (в танталите)	Амблигонит Ниобиты (синий) турмалин Ортоклаз Sc в кассит Берилл (в танталите) Касситерит	Апатит (Моноцит) Гематит Окислы титана Уранит (синий) турмалин Альбит Вольфрамит Спидумен	Апатит Фосфаты на Уранит Полухрам Альбит Li фосфаты Fe-Mn-фосфаты Получил (Гельмин)	Фосфаты Сульфиды Шерл либденит Адуляр В мигматите	Фосфаты Сульфиды Зн алит Плава Флюорит карбонат Гидро-алюмо-
Полевые шпаты Кварц Слюда		Графит — Асфальтиды — ?	Письменный кварц Дымчатый кварц Мусковит Дымчатый кварц Хризоберилл	Микроклин-Ортоклаз Кварц прозрачный Зелен мусковит и лепидолит Цветной турмалин Фенахит	Постепенное выхождение Кварц Мушкетер Цвета розовый берилл	Шерл либденит Адуляр В мигматите	Горный хрусталь Жильбертит Залот и розов берилл	Горный хрусталь Жильбертит Залот и розов берилл

Рис. 55. Сводная геохимическая диаграмма последовательной кристаллизации дер с образованием пегматитов. По А. Ферсману



Пневматолиты

Гидротермалиты

Гипергены

Р	8	7	6	5	4	3	2	1	0
Вынос сульфидов									
Вынос В и Сu									
Вынос F									
Линдбергену									
Гидротермы									
Мезотермы									
Эпитермы									
As - F - SiO ₂									
Сурьмяно-Халцедонит ртутные									
AsCO ₂									
Примечание: с Zn, Ga, In, Tl, Pb									
Ау в россыпях									
Швеллит в россыпях									
Вольфрамовые эн									
Оловянные эн									
Спиделит									
Лепидолит									
Зел мушкетерит									
Лепидолит									
Жильбертит									
Серцит на халцедонит									
Каолинит									
Глина									
Разрушение									
Моноцит в россыпях									
Моноцит в россыпях									
Лимониты									
Отенит									
Россыты касситерита									
Редко в элювии и источниках									
Оксиды и гидроксиды									
Карбонаты Ca Mg									
Аметист									
Аметист									

тая геохимическая диаграмма последовательной кристаллизации дериватов гранодиоритовых магм в связи с образованием пегматитов. По А. Ферману

из глубин, осуществляется метасоматическая переработка ранее отложенных минералов, с выносом продуктов обменных реакций за пределы пегматитовых залежей. Так формируются метасоматические части пегматитов, состав которых обычно определяется кварцем, альбитом, мусковитом, а также минералами редких и радиоактивных минералов. Иначе говоря, по представлению сторонников этой гипотезы физико-химическая система пегматитообразования перестает быть замкнутой с пневматолитового этапа А. Ферсмана.

Таким образом, на основании этой гипотезы пегматиты образуются комбинированным путем по сложной схеме, на первом этапе которой в закрытой (или открытой для выноса) системе по принципу фракционной кристаллизации образуются зональные пегматиты простого состава, а на втором этапе, в условиях полностью раскрытой системы, происходит метасоматическая их переработка растворами, поступающими из глубинного магматического очага, с образованием сложных по составу и строению пегматитовых тел.

Среди критических замечаний, высказываемых по поводу рассматриваемой гипотезы, отмечаются следующие:

1) осталась неразработанной экспериментальная и физико-химическая (термодинамическая) часть предлагаемой схемы процесса;

2) не рассмотрены линии связи между составами ранних и образованных при их замещении более поздних минералов и минеральных групп;

3) интенсивная метасоматическая переработка ранних минеральных комплексов с выносом продуктов обменных реакций гидротермальными растворами в условиях открытой системы за пределы пегматитовых тел должна бы фиксироваться мощными зонами гидротермальных преобразований за их границами, особенно выше залежей, однако такие зоны в природе отсутствуют.

Третья гипотеза наиболее оригинальна. Она рассмотрена А. Заварицким, Н. Успенским и особенно энергично защищается В. Никитиным. А. Заварицкий обратил внимание на то обстоятельство, что представления об образовании пегматитов полностью или их зонально-дифференцированной основы из остаточных насыщенных летучими компонентами магматических расплавов не учитывает ограниченной растворимости воды в силикатном расплаве. Если принять во внимание это обстоятельство, то при физико-химической интерпретации процесса пегматитообразования надо руководствоваться не упрощенной бинарной или тройной системой с одним летучим, подобной вышеприведенной диаграмме П. Ниггли (см.

рис. 54), а изобарической диаграммой системы, в которой не достигаются критические явления. Такая бинарная диаграмма изображена на рис. 57; в подлиннике рассмотрены как бинарная, так и тройная системы с одним летучим компонентом. Из бинарной диаграммы нелетучее + летучее

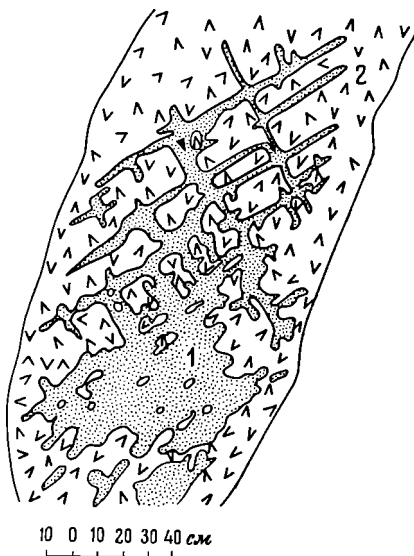


Рис. 56. Соотношения метасоматических тел (1) с вмещающим пегматитом (2). По Е. Камерону и др.

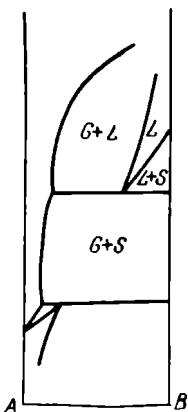


Рис. 57. Изобарическая диаграмма двойной системы: летучее (А) и нелетучее (В). По А. Заварицкому

следует, что в процессе охлаждения вначале вследствие ретроградного кипения система кристаллы + жидкость (расплав) переходит в систему кристаллы + газ, а затем при ожигении газа в систему кристаллы + жидкость (раствор). В более сложных природных системах вместо инвариантной точки ретроградного кипения фигурирует интервал кипения. В пределах этого интервала флюидная газовая фаза и состав осадка, состоящего из многих твердых фаз, могут изменяться в некоторых пределах, но при этом флюидная фаза будет находиться в равновесии с твердыми минеральными фазами, представляя раствор, насыщенный составными частями этих минералов. Таким образом, остывание магматического расплава завершается выделением газодного раствора, состав которого находится в химическом равновесии с составом породообразующих минералов.

Беря это обстоятельство за исходное, А. Заварицкий считает, что пегматиты могут образоваться из любой породы; гранитные пегматиты, в частности, могли сформироваться за счет гранитов, аплитов и других сходных с ними по составу пород. Весь процесс пегматитообразования, по его представлению, распадается на два этапа, постепенно переходящих друг в друга.

На первом этапе остаточные горячие газодные растворы, находящиеся в химическом равновесии с боковыми породами, создают условия для перекристаллизации этих пород. Возникают крупно- и гигантокристаллические простые пегматиты, не отличающиеся минеральным составом от пород, по которым они образовались. Они выделяются среди них только размером составляющих их минералов и минеральных агрегатов. Такого рода собирательная кристаллизация требует известного времени и может осуществляться только в замкнутой системе.

На втором этапе вследствие фракционной дистилляции при диффузии газодного раствора через боковые породы состав раствора меняется, он перестает быть химически равновесным по отношению к минеральным комплексам простого пегматита. Начинается растворение этих комплексов и замещение их избыточными элементами раствора, с образованием метасоматических новообразований пегматитовых тел. Система на этом втором этапе из замкнутой становится открытой, по А. Заварицкому, только в сторону выноса, а по мнению других исследователей, — как со стороны привноса новых компонентов, так и по направлению выноса продуктов обменных реакций.

«Таким образом, как с физико-химической точки зрения, так и по резкому изменению структурных отношений минералов можно достаточно резко провести границу между первой стадией минералообразования в пегматитовых жилах, когда происходит главным образом перекристаллизация минералов материнской породы, и следующими стадиями, когда образуются более редкие минералы, главным образом путем замещения первых» (А. Заварицкий). Так же как и другие геологи, подчеркивающие значение метасоматического этапа в формировании пегматитов, А. Заварицкий полагал, что его начало фиксируется широкой альбитизацией полевых шпатов.

В качестве фактических явлений, подтверждающих гипотезу о возникновении пегматитов путем преобразования рядовых магматических пород, А. Заварицкий указывал на следующие:

- 1) находки реликтов исходных пород в пегматитах;
- 2) постепенные переходы между вмещающими породами и пегматитами;
- 3) фельдшпатизация и перекристаллизация пород, соприкасающихся с пегматитами;
- 4) постепенные переходы между аплитом и пегматитом в рамках одной и той же жилы;
- 5) наличие отдельных крупных кристаллов полевого шпата в аплите с постепенным увеличением их количества по мере перехода к пегматиту.

К этим данным В. Никитин добавляет следующие наблюдения:

1) постепенность изменения формы структур письменных гранитов от беспорядочного включения изометрических зерен кварца внутри порфиобласт полевых шпатов вплоть до классических форм графических структур, противоречащее представлениям о кристаллизации их по законам эвтектики;

2) признаки метасоматического происхождения многих минералов, слагающих пегматиты;

3) самое полное проявление метасоматического преобразования в жилах, подвергшихся наиболее интенсивным тектоническим деформациям;

4) отчетливая зависимость минерального состава пегматитовых жил от состава вмещающих и особенно подстилающих пород, проявляющаяся, в частности, в том, что только при наличии пород плагиоклазового состава, не способных поглощать натрий пегматитообразующих растворов, возможно развитие натрового метасоматоза с образованием в пегматитах альбита и мусковита по калиевому полевому шпату.

В. Никитин в отличие от А. Заварицкого полагает, что превращение исходных магматических пород в пегматиты совершалось главным образом под влиянием постмагматических растворов, поступающих в жилы из глубины. Весь процесс формирования пегматитов, по его представлениям, от начала до конца протекал по принципу открытой системы. При этом, так же как и по мнению А. Заварицкого, вначале происходило преобразование породы вследствие ее перекристаллизации, а затем возрастало значение явлений замещения с возникновением метасоматических новообразований.

Из общей схемы процесса образования пегматитов, приведенной по В. Никитину (рис. 58), следует, что в общем ходе формирования пегматитов выделяются три этапа:

1) полная кристаллизация магматического расплава с образованием калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца (для гранитных пегматитов); 2) перекристаллизация этих минералов в крупнозернистые минеральные агрегаты и их дифференциация в контурах жилы с образованием простых пегматитов зонального строения; 3) метасоматическое преобразование и новообразование с созданием пегматитов сложного состава.

Таким образом, в рассматриваемой гипотезе полностью отрицается особая пегматитообразующая остаточная магма. Формирование пегматитов связывается с метасоматическим преобразованием рядовых пород остаточными или поступающими из глубинных магматических источников горячими газоводными растворами, в условиях открытой для выноса или полностью раскрытой системы. На первом этапе осуществляется перекристаллизация пегматитообразующих минеральных комплексов в крупнозернистые агрегаты и их зональная дифференциация с образованием пегматитов простого состава; на втором этапе происходит их метасоматическая переработка и формирование пегматитов сложного состава.

Среди замечаний, высказываемых по поводу третьей гипотезы образования пегматитов, можно указать следующие:

1) так же, как и для второй гипотезы, отмечается отсутствие мощных зон гидротермальной переработки, которые должны были бы развиваться по изложенной схеме пегматитообразования в прилегающих породах, особенно на продолжении пегматитовых жил по их восстанию;

2) необычайная сложность объяснения формирования пегматитовых жил в породах кровли интрузива;

3) трудность объяснения зонального строения дифференцированных пегматитов по принципу метасоматической колонки хотя бы потому, что по правилу Д. Коржинского в каждой из последующих зон число слагающих их минералов должно возрастать на единицу, а в пегматитах это правило не выдерживается; например, с зоной мономинерального полевого шпата граничит зона из трех минералов — кварца, полевого шпата и слюды;

Процессы	Падение температуры	Видоизменение твердых пород пегматитовых слоев				
Главные факторы, вызывающие процессы	850 - 750°	Влияние на твердые породы жил пульсирующих постмагматических растворов, проникающих в жилы по трещиноватым зонам в условиях изменяющихся температура, давления и концентрации компонентов в растворах. В небольшой степени влияние межгранулярных растворов, оставшихся после кристаллизации расплава				
		Надкритические растворы			Водные растворы	
Характер взаимного обмена между растворами и породами пегматита		Na ↓ K ↑	Na, OH ↓ K ↑	Na ↓ K ↑	Na, OH, B, P ↓ K, Si ↑	Fe, Mg, Mn, Ti, TR, Cu ↓ K, Na, Si, Al ↑ Редкие металлы P, S, CO ₂
Главные стадии процесса	I Магматическая кристаллизация	II Существенно перекристаллизация мелкозернистых магматических пород жилы			III Метасоматоз	
Характерные периоды процесса	Образование зернистых магматических гранитных или аплитовых пород	Образование письменных гранитов	Образование пегматитовых пород сегрегационной структуры	Образование пород пегматитовой структуры, зон и гнезд монаминеральных полевых шпатов и кварца	Образование преимущественно соединений B, P, OH и легких металлов	Образование преимущественно соединений тяжелых металлов
Минералы	Микроклин	~~~~~				Альбит
	Плагиоклаз	~~~~~				
Кварц	Слюды 2)	~~~~~			II генерация	III генерация 4)
	Слюды 3)	I генерация				5)
Турмалин	Апатит	-----				
	Гранат	-----				
Редкие минералы	Оксиды железа	-----				
	Сульфиды	-----				



Рис. 58. Схема общей последовательности процесса формирования пегматитов. По В. Никитину

1 — привнос; 2 — вынос; 3 — кристаллизация из расплава и раствора; 4 — перекристаллизация; 5 — метасоматоз I) — характер взаимного обмена зависит от состава подстилающих жилу пород и пегматита; 2) — состав слюд зависит от химических особенностей подстилающих жилу пород; 3) — ранняя генерация мелколистчатых и чешуйчатых слюд; 4) — чаще биотит, чем мусковит; 5) — поздняя генерация мелколистчатых и чешуйчатых слюд (жилльбертит, серицит)

Таблица 13

Сопоставление гипотез образования пегматитов

Гипотеза	Роль остаточного магматического расплава	Роль метасоматических процессов	Источник метасоматических растворов	Степень замкнутости системы	Степень растворимости леглетучих в магме
Остаточного расплава (А. Ферсмана и др.)	Определяющая	Вспомогательная	Внутри пегматитов	Замкнутая	Неограниченная
Остаточного расплава и метасоматического раствора (Р. Джонс и др.)	Учитывается	Важная	Глубинный	Вначале открытая для выноса, а затем полностью открытая	Не рассматривается
Метасоматического раствора А. Заварицкого					
В. Никитина	Отрицается	Определяющая	Внутри пегматитов Глубинный	Вначале закрытая, затем открытая для выноса Полностью открытая	Ограниченная

4) сомнительна возможность возникновения системы кристаллы + газ по принципу ретроградного вскипания на тех значительных глубинах, которые свойственны образованию пегматитов. Летучие компоненты могут отделиться при любом давлении и на любой глубине, если считаться с ограниченной их растворимостью в силикатном расплаве и не ограничивать рассматриваемую физико-химическую систему, как это делает А. Заварицкий, невозможностью ликвации ее компонентов.

Следовательно, расхождение существующих взглядов о физико-химических гипотезах формирования пегматитов происходит по пяти главным пунктам: 1) роль особого пегматитообразующего магматического расплава; 2) роль метасоматоза; 3) источник преобразующих растворов; 4) степень замкнутости системы; 5) степень растворимости легколетучих соединений, в том числе паров воды, в магматическом расплаве (табл. 13).

Таким образом, в настоящее время все исследователи признают то или иное значение метасоматических процессов по силикатным породам, без которых невозможно образование промышленно ценных пегматитов. Роль остаточных магматических расплавов остается до конца не выясненной и дискуссионной.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Связь с магматическими формациями. Резко подавляющее количество пегматитов ассоциировано с формацией нормальных и крайнекислых гранитов средней стадии геосинклинального развития. Они распространены во всех типах геосинклиналей, особенно в типах В, С и D. Выдержанная приуроченность гранитных интрузий к внутренним максимально прогибающимся частям геосинклиналей обуславливает возникновение весьма характерных цепей их развития, контролирующих поясовое распространение пегматитов в складчатых областях. Эти пояса размещаются вдоль осевых поднятий, возникающих на месте внутренних прогибов геосинклиналей в период главных фаз складчатости, вытягиваются во всю их длину, достигая протяженности от сотен до нескольких тысяч километров. Примерами таких поясов на территории СССР могут служить: Мамский, Забайкальский, Алтайский, Калбинский, Туркестанский, Ладожский, Кольско-Карельский и др. Из зарубежных могут быть отмечены Северо-Американский, Аппалачский, Южно-Американский, Пиренейский, Южно-Африканский, Малайский и др. Длина Кызылкумо-Туркестанского пояса достигает 1200 км, Аппалачского 2000 км, Северо-Американского 4000 км, краевого Сибирского 4500 км.

В допалеозойских пегматитовых поясах развиты по преимуществу мусковитовые пегматиты. В более молодых поясах — редкометалльные пегматиты, с которыми ассоциируются грейзеновые, кварц-полевошпатовые, кварц-турмалиновые и кварцевые месторождения руд олова, вольфрама, бериллия и других редких металлов, формирующие региональные редкометалльные пояса. Они таким образом оказываются приуроченными к внутренним зонам геосинклиналей, характеризующихся: 1) повышенным градиентом мощности геосинклинальных, по преимуществу песчано-сланцевых осадков, 2) повышенной мощностью земной коры с размещением границы Мохоровичича на глубине от 30—35 км и более, 3) связанной с этим отчетливо отрицательной аномалией Буге.

С другими формациями глубинных изверженных пород пегматиты встречаются реже. Они известны, но не типичны для перидотитовой, габбро-пироксенит-дунитовой и плагиогранит-сиенитовой формаций ранней стадии геосинклинального развития, а еще менее типичны для малых интрузий поздней стадии геосинклинального режима. В активизированных и интенсивно активизированных платформах известны пегматиты, связанные с тремя магматическими формациями: гранитной, основной и

Степень распространения пегматитов по формациям изверженных пород

Этап	Стадия	Формация магматических пород	Тип пегматитов	Степень распространения
Геосинклинальный	Ранняя	Ультраосновная и основная	Основные	Очень редкие
	Средняя	Плагиогранит-сиенитовая	Щелочные	Редкие
		Гранодиоритовая Гранитная	Гранитные »	» Наиболее распро- страненные
	Поздняя	Малые интрузии	»	Очень редкие
Платформный	—	Гранитная	Гранитные	Редкие
	—	Основная	Основные	»
	—	Щелочная	Щелочные	Распространены

щелочной; последние наиболее характерны. В приповерхностных и вулканических формациях пегматиты не образуются (табл. 14).

Геологический возраст. Пегматиты принадлежат к таким природным образованиям, которые сформировались на всем протяжении истории развития земной коры. Они известны для архейских, протерозойских, рифейского, каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского циклов геологического развития. Однако при этом отмечаются две важные особенности. Первая сводится к тому, что максимум пегматитообразования, если судить по степени их распространения в комплексах пород различного возраста, приходится на древние, докембрийские эпохи; затем как будто происходит постепенный спад в количественном развитии пегматитов, особенно отчетливый для альпийского цикла, когда объем пегматитообразования резко сокращается; возможно это связано с недостаточным эрозионным срезом молодых альпийских структур, не раскрывшим их наиболее глубокие зоны, в условиях которых только и создаются пегматиты. Вторая особенность в геохронологии пегматитообразования чисто качественная. Она фиксируется по заметному изменению состава пегматитов как полезных ископаемых от древних к молодым образованиям. Среди древних докембрийских пегматитов преобладают такие, которые имеют практическое значение для получения мусковита и керамического сырья; реже в них встречаются минералы редких земель. В рифейских, каледонских, герцинских и киммерийских пегматитах преимущественный практический интерес представляют скопления минералов редких металлов. Наконец, главным образом среди верхнепалеозойских, киммерийских и альпийских пегматитов накапливаются кристаллическое сырье и драгоценные камни.

Геологическая структура. Пегматиты тесно связаны с материнскими интрузивами, залегая в их прикровельной части в зоне внутреннего и внешнего контакта. Они распространяются во внутрь родоначальных интрузивов на 2—3 км, а за их пределы, в породы кровли, до 2 км. Однако теснота такой связи снижается от молодых к древним пегматитам. Третичные, мезозойские, палеозойские и отчасти протерозойские пегматиты отчетливо группируются вокруг вершин родоначальных интрузивов. Более древние докембрийские пегматиты, залегающие в кристаллических породах протерозоя и архея, обычно не обладают такой непосредственной приуроченностью к массивам изверженных пород, залегают среди зон мигматитов в гнейсах и представляют собой в ряде случаев продукт широкого глубинного палингенеза.

Некоторые геологи (В. Кузнецов, Ю. Ивенсен) рассматривают пегматиты как многоэтапные образования. Согласно этой точки зрения пегмати-

товый расплав последовательно внедряется в полости все более и более глубоко остывающего интрузивного массива. При этом пегматиты различных этапов в одних случаях могут быть совмещены, в других — разобщены.

Магматический субстрат пегматитов образуется в основном вследствие выполнения открытой полости расплавом, с некоторой переработкой прилегающих боковых пород. Ширина такой переработки более существенна у древних докембрийских и наиболее глубинных пегматитов и ничтожно мала у более молодых и менее глубинных пегматитов. А. Гинзбург и другие исследователи полагают, что интрузивная сила магматического расплава не имеет решающего значения в образовании форм пегматитовых тел. Морфология и условия локализации пегматитов определяются главным образом тектоническими деформациями вмещающих пород.

С этой точки зрения среди пегматитов выделяются две разновидности (А. Гинзбург и др.). К первой принадлежат сингенетические, или шпировые, пегматиты, образовавшиеся на месте скопления остаточных пегматитообразующих продуктов магматического расплава. Для них характерно: 1) нахождение в материнской породе, 2) отсутствие резких контактов, постепенный переход в эту породу, 3) отсутствие мелкозернистой аплитовидной оторочки, 4) овальная форма, 5) обилие миароловых пустот. Ко второй разновидности относятся эпигенетические, или выжатые, пегматиты, формировавшиеся за пределами остаточного магматического очага. Для них типично: 1) размещение не только в материнской породе, но и за ее пределами в породах кровли, 2) контроль пегматитовых тел тектоническими нарушениями, 3) жильная форма, 4) резкие контакты с вмещающей породой, 5) наличие мелкозернистой аплитовидной оторочки, 6) слабое развитие или полное отсутствие миароловых пустот.

Мощные зональные полнодифференцированные эпигенетические пегматиты формируются в спокойной тектонической обстановке.

В пределах пегматитовых поясов пегматиты группируются в пегматитовые поля. Такие поля обычно приурочены к антиклинальным участкам, для которых особенно характерен изгиб осей в плане или на глубину (Г. Родионов). По отношению пегматитовых жил к складчатым структурам, контролирующим позицию полей пегматитов, намечаются три случая: во-первых, пегматитовые поля с поперечно секущими жилами, сгруппированными в цепочки или более или менее равномерно распределенные на всей площади складки (рис. 59); во-вторых, пегматитовые поля с жилами согласными или секущими под острым углом складчатую структуру (рис. 60); в-третьих, комбинированные поля, состоящие из поперечно секущих и согласных тел.

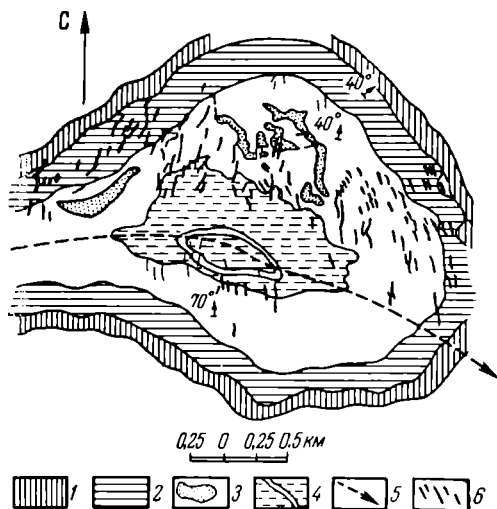


Рис. 59. Поле поперечно секущих пегматитовых тел. Пегматитовые жилы располагаются в растянутом крыле антиклинальной складки месторождения Риколатва Мурманской области. По Г. Родионову

1 — темно-серые амфиболовые гнейсы; 2 — темно-серые биотитовые гнейсы; 3 — дистен-гранат-биотитовые гнейсы с телами основных пород; 4 — гранат-биотитовые гнейсы с пластами двуслюдяных гнейсов; 5 — ось антиклинали; 6 — пегматитовые жилы

Среди тектонических элементов, контролирующих положение и морфологию эпигенетических (выжатых) пегматитов, намечается три группы структур:

1. Согласно структуры межпластовых и внутрипластовых складчатых отслоений, локализирующие пластовые пегматитовые залежи, особенно типичные для наиболее глубоких древних пегматитов.

2. Сравнительно некрупные трещины скола и отрыва, образующиеся синхронно со складчатостью и определяющие положение как согласных, так и секущих пегматитовых тел сравнительно небольших по размерам.

3. Более крупные постскладчатые сбросы и сбрососдвиги, контролирующие значительные по размерам секущего характера дайкообразные пегматитовые жилы.

Приповерхностные типы тектонических структур, вроде зон брекчий, свободного дробления и другие, пегматитам не свойственны.

Связь с другими генетическими группами. Пегматиты формируют самостоятельную группу естественных природных образований, достаточно четко изолированную от других групп эндогенных полезных ископаемых. С ними ассоциируются генетически и пространственно лишь также достаточно определенные кварц-грейзеновые гидротермальные или пневматолито-гидротермальные месторождения редких металлов (олова, вольфрама и др.). Эти месторождения располагаются совместно с пегматитами, обычно создавая вышеупомянутые редкометалльные

пояса. Время их образования соответствует завершающим ступеням метасоматического преобразования пегматитов, оформляющего комплексные, редкометалльные пегматиты, обособленными аналогами которых они и являются. Все другие группы постмагматических эндогенных месторождений полезных ископаемых возникают на других стадиях геологического цикла, в иных геологических условиях, в связи с другими магматическими формациями и никакого отношения к пегматитам не имеют. Вот почему нельзя согласиться с П. Ниггли, А. Ферсманом и другими, трактующими пегматитовый процесс настолько широко, что следствием его считают гидротермальные месторождения. С этой точки зрения требует уточнения и определения А. Заварицкого пегматитов, как «образований, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами».

Генетическое подразделение. Пегматитовые месторождения полезных ископаемых распределяются по следующим генетическим классам: 1) простые пегматиты, 2) перекристаллизованные пегматиты, 3) метасоматически замещенные пегматиты, 4) десилицированные пегматиты.

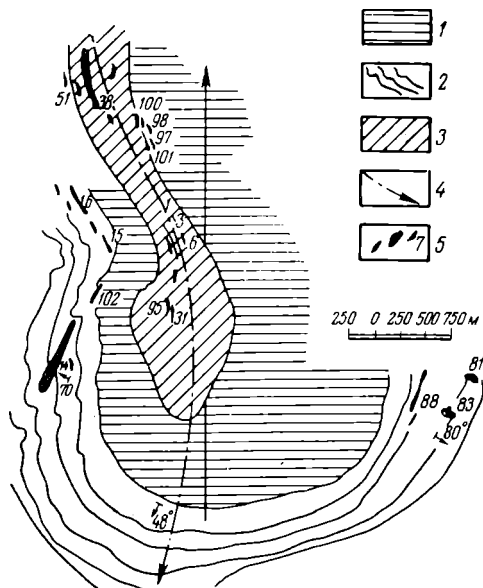


Рис. 60. Поле согласных и диагонально секущих жильных тел. Месторождение Телса, Восточный Саян. По Г. Родионову.

1 — биотитовые гнейсы; 2 — амфиболиты с прослоями двуслюдяных сланцев; 3 — двуслюдяные сланцы; 4 — ось антиклинальной складки; 5 — пегматитовые жилы и их номера

Простые пегматиты

Простые пегматиты (рис. 61) по химико-минералогическому составу соответствуют исходным породам. Так, для простых гранитных пегматитов главными минералами являются калинатровые полевые шпаты и кварц с небольшой примесью светлой слюды, турмалина и граната. Они обладают письменной или гранитной структурой, не несут заметных следов перекристаллизации, зональной дифференциации и метасоматической

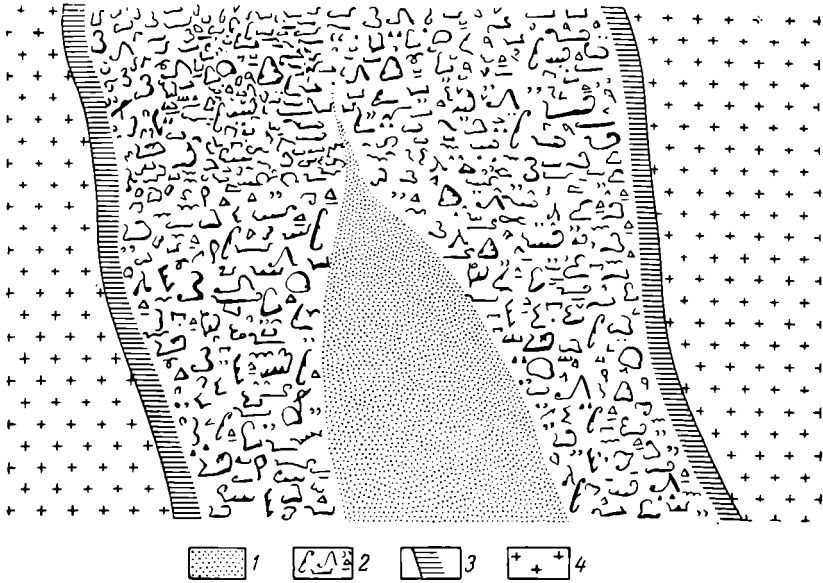


Рис. 61. Сечение простого пегматита

1 — кварцевое ядро; 2 — пегматит письменной структуры; 3 — слюдяная оторочка; 4 — гранит

переработки. Такие пегматиты образуют самостоятельные поля или встречаются среди полей сложных пегматитов. Они разрабатываются для получения комплексного керамического сырья, состоящего из сростков кварца и полевого шпата обычно в соотношении 1 : 3 и используются для производства низших сортов изделий фаянсовой и фарфоровой промышленности.

Перекристаллизованные пегматиты

Пегматиты этого класса (рис. 62) отличаются разнозернистой крупно- и гигантокристаллической структурой, обусловленной перекристаллизацией исходного вещества жил под влиянием горячих газодонных растворов, химический состав которых находился в основном в равновесии с составом ранее выделившихся пегматитообразующих соединений. При такой перекристаллизации, помимо кварца и калиевого полевого шпата, при гидролизе последнего формируется мусковит, составляющий наиболее ценный минерал пегматитов этого класса. Перекристаллизованные пегматиты бывают как зональные, так и азональные. В них хорошо проявлено кварцевое и мусковитовое замещение при слабом проявлении альбитизации или полном его отсутствии. Для них характерно также отсутствие миароловых пустот. Такие пегматиты, как правило, принадлежат к древним докембрийским образованиям, сформированным в наиболее глубоких условиях среди глубокометаморфизованных кристаллических пород.

Из перекристаллизованных пегматитов добывают мусковит, полевой шпат, комплексное кварц-полевошпатовое сырье и кварц. Мусковит во

всем мире получается исключительно из перекристаллизованных пегматитов, являющихся единственным источником его добычи. По характеру распределения слюды в жильном теле выделяются жилы с равномерным распределением, с зональным распределением в дифференцированных телах и с гнездовым распределением. Размеры пластин слюды колеблются от очень мелких до гигантских с площадью в несколько квадратных метров; промышленное значение имеют листы площадью более 4 см^2 . Показателем промышленной ценности слюды служит произведение средней площади мусковитовых пластин на их вес, отнесенное к одному кубическому метру жильной массы. За минимальное промышленное обычно принимается $10-20 \frac{\text{кг} \times \text{см}^2}{\text{м}^3}$. Крупные месторождения мусковита обладают запасами слюды в тысячи тонн. Главные места добычи мусковита в СССР находятся в Мамском районе Сибири, в Карелии и на Кольском полуострове.

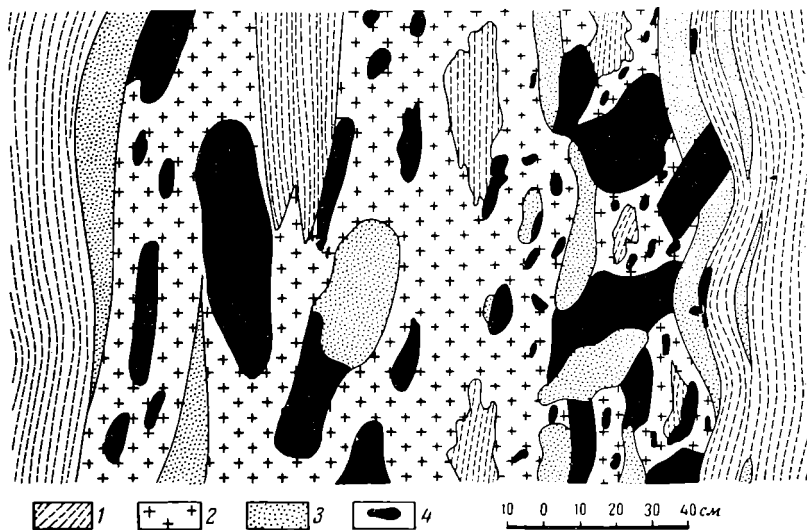


Рис. 62. Сечение перекристаллизованного пегматита жилы 4 Слюдяногорского месторождения. По Г. Кулешову и др.

1 — гнейсы; 2 — мелко- и среднезернистый пегматит; 3 — кварц; 4 — мусковит

За границей основными центрами добычи мусковита являются пегматитовые поля Индии и Бразилии.

Полевой шпат добывается из гранитных и щелочных пегматитов как зонального, так и азонального строения, но обязательно крупнокристаллической структуры. Он используется в стекольной, керамической и абразивной промышленности. Наибольшую практическую ценность представляет микроклин, меньшую — альбит. Промышленные жилы должны содержать крупные выделения полевых шпатов, свободные от прорастаний кварцем, слюдой, известково-натровыми плагиоклазами или другими минералами. В Советском Союзе полевой шпат добывается из пегматитов Карелии, Украины, Урала и Сибири.

Кварц получается из пегматитов в ограниченных размерах для нужд металлургии (флюс), динаса, огнеупорных изделий и производства ферросилиция, обычно попутно с получением полевого шпата.

Комплексное кварц-полевошпатовое сырье, или так называемый «пегматит», получается из зон письменного гранита, подобно тому как это делается при разработке простых пегматитов.

Слюдоносные и кварц-полевошпатовые перекристаллизованные пегматиты встречаются совместно и раздельно.

Метасоматически замещенные пегматиты

Пегматиты этого класса отличаются от предыдущих тем, что они не только перекристаллизованы, но и метасоматически в той или иной мере переработаны под воздействием горячих газодных минерализованных растворов, химически неравновесных по отношению к составу первичной

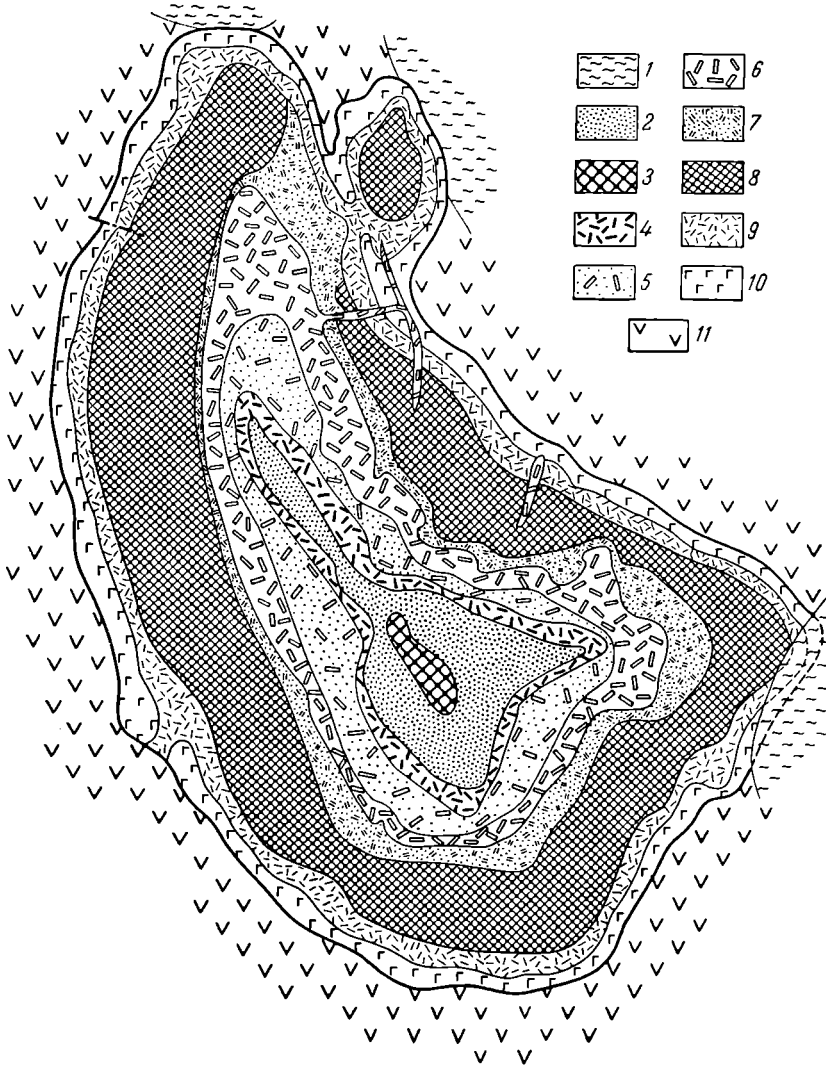


Рис. 63. Сечение метасоматически замещенного пегматита. По Н. Солодову

1 — наносы; 2 — зона блокового кварца; 3 — зона крупноблокового микроклина II; 4 — зона мелкопластинчатого альбита; 5 — кварц-сподуменовая зона; 6 — клевеландит-сподуменовая зона (по внешней периферии этой зоны располагается маломощная зона сахаровидного альбита, не показанная на чертеже из-за его мелкомасштабности); 7 — зона кварц-мусковитовых гнезд; 8 — зона крупноблокового микроклина I; 9 — зона гнезд мелкозернистого альбита; 10 — графическая кварц-микроклиновая зона (местами сильно альбитизирована); 11 — вмещающие породы

пегматитообразующей минеральной массы. Они образованы после переломного момента в ходе геохимического процесса пегматитообразования, определяющего резкую смену калиевого метасоматоза натровым, открывающегося развитием зон альбитизации и последующей грейзенизации. Для них типично наиболее полное зональное сложение (рис. 63), осложняемое скоплениями альбита, грейзенов и сопровождающих их минералов редких металлов, горного хрусталя и драгоценных камней. Им свойственны крупные открытые полости с друзами кристаллического сырья и обилие

миароловых пустот. Распространены они шире перекристаллизованных пегматитов и встречаются среди образований разных, по преимуществу послепротерозойских эпох, но редко образуют месторождения с крупными запасами ценных минералов.

Из метасоматически замещенных пегматитов добывается горный хрусталь, оптический флюорит, драгоценные камни, руды лития и бериллия; иногда пегматиты используются в качестве руды олова, вольфрама, тория, урана, ниобия, тантала, редких земель.

Горный хрусталь и флюорит обычно приурочены к открытым полостям, так называемым «погребам» центральных частей шлировых или эпигенетических гранитных метасоматически измененных пегматитов. Размеры таких кристаллоносных погребов колеблются в широких пределах, достигая 200 м³.

Среди драгоценных камней, добываемых из метасоматически измененных пегматитов в Советском Союзе, Бразилии, Индии, Южной Африке, Австралии и других стран, необходимо назвать топаз, берилл (аквамарин), турмалин, гранат и аметист.

Скопления лития в пегматитах связаны с лепидолитом, сподуменом, амблигонитом, циннвальдитом и другими менее существенными минералами, добываемыми в качестве литиевой руды. Скопления берилла разрабатываются как бериллиевая руда. Местами метасоматически замещенные пегматиты, содержащие минералы других редких элементов, эксплуатируются в очень ограниченных размерах для извлечения из них урана, тория, редких земель, ниобия, тантала, олова, вольфрама. Соединения этих элементов фиксируются среди метасоматически измененных щелочных и гранитных пегматитов.

В щелочных пегматитах концентрируются торий в виде ториянита, тантал и ниобий в форме колумбита, танталита и других минералов и редкие земли в виде монацита, ортита, пироклора, самарскита, эшинита, паризита, бастнезита и др.

В метасоматически преобразованных гранитных пегматитах иногда накапливается олово в виде касситерита, вольфрам в форме вольфрамита, уран в виде уранинита, а также ториянит, колумбит, танталит, монацит, циркон и другие редкометалльные соединения. Они тяготеют к периферии кварцевого ядра зональных пегматитов, образуя вокруг него своеобразный «рудный чехол», в пределах которого распределены спорадические гнезда крупнокристаллических выделений вышеперечисленных минералов. Они редко формируют значительные месторождения редких металлов, но иногда, совместно с грейзеновыми кварц-полевошпатовыми, кварц-турмалиновыми и кварцевыми редкометалльными жилами, служат коренным источником, при разрушении которого формируются крупные россыпи. Такие россыпи касситерита, вольфрамита, циркона и других минералов, образованные за счет разрушения редкометалльных пегматитовых и грейзеновых образований, были известны в Забайкалье, в Калбинском хребте Восточного Казахстана, на Колыме, в Южном Китае, в Бирме, Индонезии и других частях света.

Чрезвычайно редко в пегматитах обнаруживается промышленная концентрация цветных металлов. Так, в пегматитах Мак-Кензи провинции Саскачеван в Канаде учтено свыше 5 млн. т руды, содержащей около 5% цинка и 6% меди. Сульфидное оруденение связано с зонами дробления в пегматитах, отчасти распространяющихся во вмещающие их гнейсы.

Десилицированные пегматиты

Десилицированные пегматиты в карбонатных и ультраосновных породах сложены в основном плагиоклазами. В тех случаях, когда плагиоклазы содержат не менее 15% анортитовой молекулы, в подобного рода пегматитах может кристаллизоваться свободный глинозем с образованием корунда и его благородных разновидностей — сапфира и рубина.

Так возникают корундовые плагиоклазиты, в наиболее кислых разновидностях которых содержание корунда составляет всего лишь 1%, а в наиболее основных достигает 90%.

Плагиоклазиты, содержащие более 40% корунда, разрабатываются для его извлечения. При образовании плагиоклазитов в ультраосновных

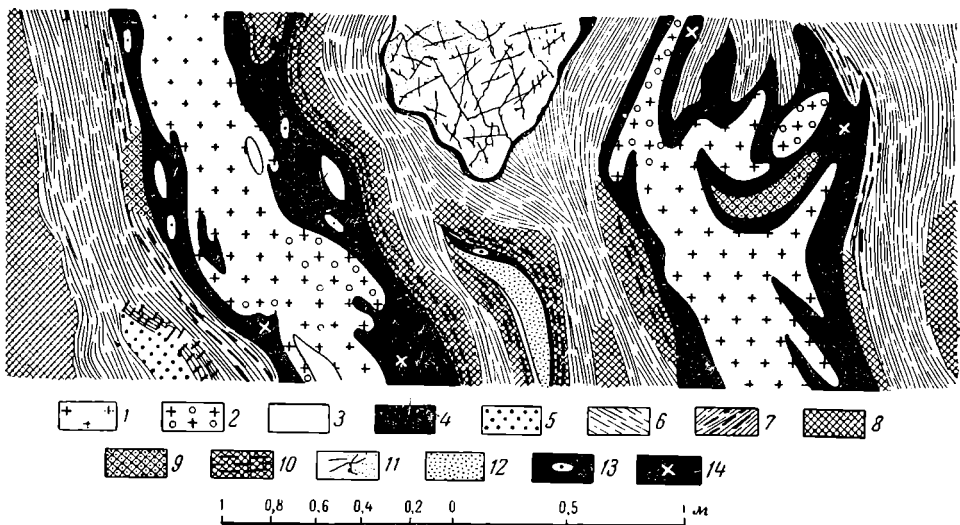


Рис. 64. Сечение десилицированного пегматита на Урале. По А. Ферсману

1 — пегматит; 2 — каолинизированный пегматит; 3 — кварц; 4 — биотитовая порода; 5 — биотит; 6 — тальковая порода; 7 — тальковая порода с биотитом; 8 — актинолитовый сланец; 9 — актинолитовый сланец с хлоритом; 10 — актинолитовый сланец с биотитом; 11 — гранодиорит; 12 — аплит; 13 — турмалин; 14 — апатит

породах вокруг тела десилицированного пегматита возникают три оторочки: 1) слюдяная (биотит, флогопит, вермикулит), 2) актинолитовая (актинолит, антофиллит, гедрит, энстатит) и 3) тальковая (рис. 64). К этому типу относятся десилицированные пегматиты Карабаша, Борзовки на Урале, Пенсильяны и Северной Каролины в США, района Лейдсдорна в Южной Африке и др.

ЛИТЕРАТУРА

В л а с о в К. А. Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. «Изв. АН СССР», серия геол., 1952, № 2.

Г и н з б у р г А. И. и Р о д и о н о в Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. «Геология рудных месторождений», 1960, № 1.

З а в а р и ц к и й А. Н. О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

К а м е р о н Е. Н., Д ж о н с Р. Г. [и др.]. Внутреннее строение гранитных пегматитов. Пер. с англ. под ред. А. Н. Заварицкого. Изд-во иностр. лит., 1951.

К у з н е ц о в В. И. Развитие трещин и отношение к ним пегматитовых жил на одном из месторождений гранитных пегматитов. Изд-во АН СССР, 1955. (Тр. ИГи, вып. 162.)

«Пегматиты Центральной Африки». Пер. с француз. под ред. А. И. Гинзбурга. Изд-во иностр. лит., 1958.

«Минералогия и генезис пегматитов». Изд-во АН СССР, 1960. (Международ. геол. конгресс, XXI сессия. «Докл. сов. геологов», проблема 17).

Н и к и т и н В. Д. Современное состояние учения о процессах и условиях формирования пегматитов. «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1959, вып. 2.

Т и м о ф е е в И. Н., Р о д и о н о в Г. Г. [и др.]. Механизм образования пегматитовых тел. Госгеолтехиздат, 1960. («Геология месторождений редких элементов», вып. 7.)

Ф е р с м а н А. Е. Пегматиты. Т. I, изд. 3. Изд-во АН СССР, 1940.

Х е с с Ф. Л. Пегматиты Западных Штатов. В кн.: «Геология рудных месторождений Западных Штатов США». Пер. с англ. под ред. И. Ф. Григорьева. ОНТИ, М.—Л., 1937.

Ш е л л е р В. Т. Пегматиты. В кн.: «Геология рудных месторождений Западных Штатов США». Пер. с англ. под ред. И. Ф. Григорьева. ОНТИ, М.—Л., 1937.

КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Полна чудес могучая природа.

А. Островский, 1873

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Карбонатитами называются эндогенные скопления кальцита, доломита и других карбонатов, пространственно и генетически тесно ассоциированные со сложными интрузивами ультраосновного щелочного состава. Их начали использовать для получения полезных ископаемых лишь во второй четверти нашего века, когда среди них были выявлены значительные резервы руд ниобия, редких земель, апатита и установлена повышенная концентрация циркония, тория, тантала, стронция, а местами также магнетита, флогопита и вермикулита. Таким образом, карбонатитовые месторождения образуют самостоятельную группу полезных ископаемых, промышленное значение которых определилось много позднее выделения других групп эндогенного минерального сырья. Такое позднее использование карбонатитов для добычи полезных ископаемых объясняется тем, что, во-первых, в них находятся преимущественно элементы, лишь недавно заинтересовавшие человечество, во-вторых, они необычайно редко встречаются на земном шаре. К настоящему времени известно не более 50 массивов или групп массивов ультраосновных щелочных глубинных пород, в которых находятся карбонатиты. На территории Советского Союза они выявлены на Таймыре, на Кольском полуострове, в Саянах, в Туве и на Алдане. За рубежом они установлены на Скандинавском полуострове (Швеция, Норвегия), в Южной и Юго-Восточной Африке, в Северной Америке (США, Канада), в Южной Америке (Бразилия) и в ФРГ (рис. 65).

Карбонатиты, как правило, входят в состав сложных интрузивных комплексов центрального типа, эволюционировавших от ультраосновных до щелочных пород. Степень такой магматической дифференциации различна для разных месторождений. Примером наиболее полно осуществленной магматической эволюции может служить Гулинская ультраосновная — щелочная интрузия Таймыра (рис. 66), относящаяся к наиболее крупным интрузиям такого рода в мире (по Л. Егорову, Т. Гольдбурту и др.).

Формирование Гулинского интрузива осуществлялось в пять этапов, распадающихся на несколько фаз и субфаз. И без того сложный ход магматического породообразования осложнялся процессами автотематоморфизма и контактового преобразования ранее созданных пород при последующих магматических инъекциях.

В первый этап внедрились дуниты, перидотиты и пироксениты, обусловившие ореол перекристаллизации и пироксен-плагиоклазового ороговывания древних базальтов. Во второй этап произошло внедрение последовательной серии преимущественно щелочно-ультраосновных пород, испытавших существенный автотематоморфизм и сопровождавшихся алюмокалиевым метасоматозом прорываемых ими пород. В третий этап были

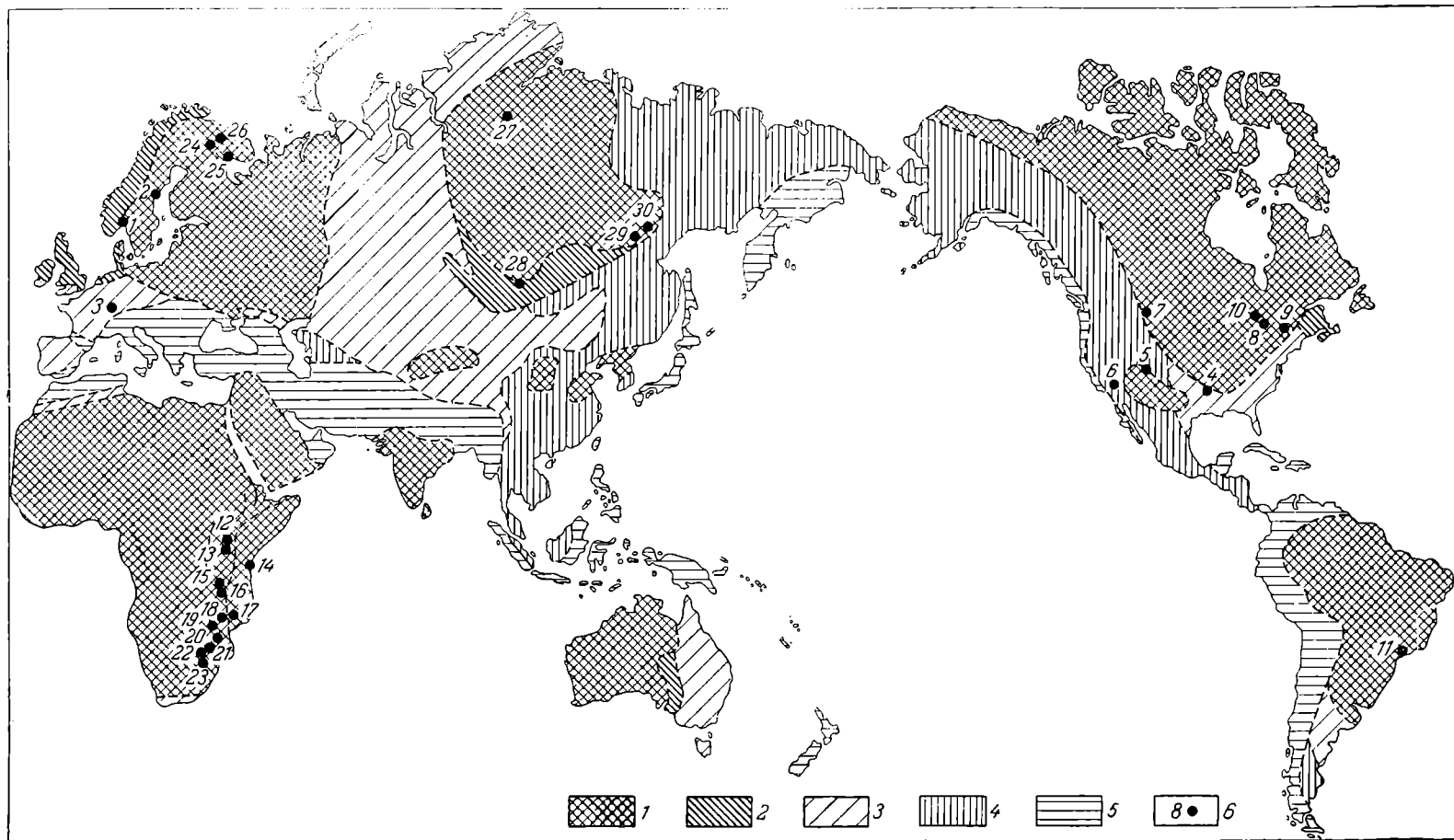


Рис. 65. Карта распространения карбонатитовых месторождений. По А. Гинзбургу и др.

1 — платформенные образования; 2 — каледониды; 3 — герциниды; 4 — мезозойская складчатость; 5 — альпиды; 6 — месторождения карбонатитов: 1 — Фён, 2 — Ально, 3 — Кайзерштуль, 4 — Магнет Ков, 5 — Айрон Хилл, 6 — Маунтин Пассе, 7 — Рокки Бой, 8 — о-в Манито, оз. Ниписсинг, 9 — Айс-Ривер, 10 — Район Ока, 11 — Якупиранга, 12 — Элгон, Локупой, Торор, Тороро Хиллс, Букусу, Сукулу, Секулуро, 13 — Рангве, Рури, Хома, 14 — Мрима, 15 — Мбея, 16 — Нкумбе, 17 — Чилва, Тундулу, Сонгве, Канганкунде, 18 — Муамбе, 19 — Шава, Дорова, 20 — Чишанья, 21 — Люлекоп (Палаора), 22 — Шитцкоп, Магнет Хейтс, 23 — Премьер Маин, 24—26 — Кольский п-ов, 27 — 30 — Сибирь

интродированы ультраосновные — щелочные породы, существенно преобразованные вследствие автометаморфизма и оказавшие интенсивное контактное воздействие на вмещающие породы, приведшее к нефелинизации пироксенитов и превращению гипербазитов в агрегат эгирин-диопсида, нефелина, железистого флогопита, магнетита и сфена. В четвертый

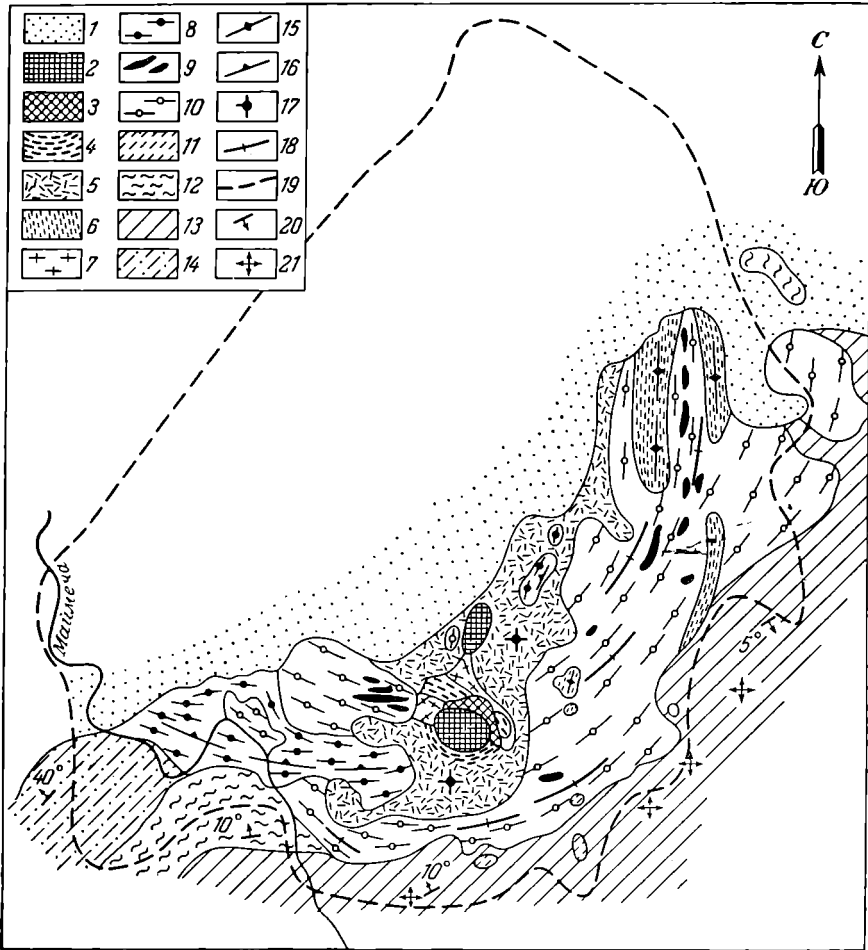


Рис. 66. Схематическая структурная карта Гулинской интрузии. По Т. Гольдбурту Л. Егорову и К. Шихориной

1 — мезо-кайнозойские отложения Хатагского прогиба; 2 — карбонатиты; 3 — метасоматические породы; 4 — ийолито-мельтейгиты; 5 — анкаратриты, анкаратрит-пикриты и другие породы щелочно-ультраосновного состава с горизонтальным залеганием; 6 — те же породы с вертикальным залеганием; 7 — перидотиты, пироксениты и биотит-авгитовые перидотиты; 8 — меймечиты; 9 — рудные пироксениты и перидотиты; 10 — дуниты и перидотиты; 11 — дельканская свита, верхняя подсвита, трахибазальты, базаниты и др.; 12 — дельканская свита, нижняя подсвита, авгититы, пикритовые порфириты, андезит-базальты и др.; 13 — коготокская свита, долеритовые базальты; 14 — щелочные ультраосновные лавы; 15 — вертикальная полосчатость в интрузивных породах; 16 — пологонаходящая полосчатость в интрузивных породах; 17 — горизонтальная полосчатость в интрузивных породах; 18 — вертикальные пластывые трещины в дунитах и перидотитах; 19 — граница Гулинской интрузии по данным геофизических работ; 20 — пологонаклонное залегание эффузивов; 21 — горизонтальное залегание эффузивов

этап были образованы дайки щелочных пород. В пятый, завершающий этап, были сформированы карбонатиты, в экзоконтактовом ореоле которых среди ультраосновных — щелочных пород возникли мощные флогопитизированные зоны.

Общая схема последовательности формирования Гулинской ультраосновной щелочной интрузии приведена в табл. 15.

**Последовательность формирования Гулинской интрузии
(по материалам Л. Егорова, Т. Гольдбурта и др.)**

Этап формирования	Группа пород	Фаза внедрения	Субфаза внедрения	Породы	Автометаморфизм	Контактовый метаморфизм	
I	Ультраосновные	1	1	Перидотиты — дунииты	Серпентинизация, биотитизация, флогопитизация, тремолитизация	Пироксен-плагиоклазовый роговик по древним базальтам	
			2	Рудные пироксениты и перидотиты			
		2	1	Меймечиты главной зоны	Слабая карбонатизация	Перекристаллизация и биотитизация перидотитов-дуниитов	
			2	Дайковые меймечиты			
II	Преимущественно щелочно-ультраосновные	3	—	Пироксениты — перидотиты	Диоксидизация, тремолитизация, флогопитизация	Перекристаллизация и алюмокалиевый метасоматоз	
			4	Мельтейгиты, малиньиты, шопкиниты			
			5	1	Анкаратриты, анкаратрит-пикриты, биотит-пироксеновые перидотиты и др.		Натролитизация, канкризитизация, тремолитизация, сфенизация, карбонатизация
				2	Химбуриновые анкаратрит-пикриты		
III	Ультраосновные — щелочные	6	—	Ийолиты, мельтейгиты	Эгирипитизация, новообразование перовскита, меланита, биотита и апатита	Нефелинизация пироксенитов, мопичеллитизация и меллитизация пироксенитов; флогопитизация	
IV	Щелочные	7	1	Щелочные и нефелиновые сиениты	Слабое новообразование сфена, апатита, эвколита; цеолитизация	Превращение ксенолитов ультраосновных пород в меланократовые аналоги сиенитов	
			2	Микрошопкиниты, тингуанты, сельвсбергиты			
V	Карбонатные	8	1	Крупнозернистые кальцитовые карбонатиты		Интенсивная флогопитизация	
			2	Мелкозернистые кальцитовые карбонатиты			
			3	Доломитовые карбонатиты			

В тех довольно частых случаях, когда карбонатитообразующие щелочные интрузии внедряются среди гранитов, гнейсов или сланцев, последние претерпевают щелочной метасоматоз с образованием чрезвычайно характерных фенитов. В процессе фенитизации происходит привнос калия и натрия либо одного из этих элементов и заметный вынос кремнезема. В результате образуются породы, напоминающие по своему составу щелочные граниты или сиениты. Ореолы фенитизированных пород распространяются по периферии щелочных комплексов на сотни метров (до 10 км).

Фенитизация вмещающих пород начинается при внедрении первых порций щелочных пород, максимум ее достигается при внедрении их

последних порций. Следовательно, фениты в основном образуются до карбонатитов, но, вероятно, окончательно фенитизация затухает с полным завершением процесса образования карбонатитов.

Карбонатитсодержащие ультраосновные — щелочные магматические комплексы обычно формируют концентрически-зональные интрузивные образования сходного морфологического облика. Среди них выделяются: 1) концентрически-зональные штоки типа вулканических горловин; 2) лополитообразные конические массивы; 3) системы кольцевых и полукольцевых даек, выполняющих конические трещины, сходящиеся или расходящиеся на глубине; 4) комбинированные интрузии, объединяющие элементы первых трех.

Формирование таких комплексов начинается внедрением ультраосновной магмы и переходит через ряд ультраосновных — щелочных интрузий к щелочным породам, вслед за которыми, завершая всю эволюцию, образуются карбонатиты. В длительном процессе формирования ультраосновных — щелочных магматических комплексов обычно последующие серии пород смещаются к центру концентрически-зональной структуры, в связи с чем карбонатиты выполняют ее ядро. Однако известны случаи обратного развития — от центральной части к периферии структуры и тогда карбонатиты находятся в краевых зонах концентрически зонального комплекса.

Примером такой структуры может служить Кондерский массив Алдана (по данным А. Ельянова, Г. Андреева и др.). Как показано на рис. 67, центральная часть интрузива сложена дунитами, образующими шток диаметром 5,5 км. Они окружены прерывистым кольцом перидотитов, в свою очередь окаймленным поясом козьвитов и биотит-пироксеновых пород. Периферическая часть массива сложена диоритами и монцитонитами. Все эти разновидности изверженных пород сопровождаются жильной фацией. Карбонатиты в виде жил мощностью от 0,5 до 45 м располагаются на периферии интрузива. Они выполняют две группы сколовых трещин, одна из которых падает к центру массива под углами 35—50°, образуя системы конических жил, а другая — от интрузива под углами 45—65°, создавая систему кольцевых даек. Карбонатиты пересекаются жилами щелочных пегматитов.

Залежи карбонатитов образуют штоки и дайки различных размеров, имеющие, как правило, резкие контакты с вмещающими породами. Среди них известны штоки с поперечником от нескольких сотен метров до 7—8 км (Южная Африка) и дайки мощностью до 10 м при длине их в несколько сотен метров и даже до 1—2 км (Альо в Швеции).

Иногда кольцевые дайки карбонатитов окаймляют центральные карбонатитовые штоки. На месторождении Тороро в Африке серия карбонатитовых колец окружает центральный карбонатитовый массив. Карбонатиты обычно являются наиболее молодыми образованиями среди ультраосновных — щелочных пород. Однако отмечены случаи, когда они пересекаются дайками щелочных пород (Тундулу, Чилва, Нкалонье в Африке).

Минеральный состав карбонатитов определяется карбонатами, составляющими их на 80—99%. Наиболее распространены кальцитовые карбонатиты, или сёвиты, по В. Брёггеру. Реже встречаются доломитовые, еще реже анкеритовые и совсем редко сидеритовые марганецсодержащие карбонатиты. При формировании карбонатитов наблюдается определенная последовательность. Вначале накапливается кальцит, затем доломит и уже потом анкерит. Остальные минералы являются, в сущности говоря, аксессуарными. Общее их количество достигает свыше 70, а сводный перечень их помещен в табл. 16.

Среди аксессуарных минералов карбонатитов находятся достаточно специфические, которые рассматриваются в качестве типоморфных. К таким типоморфным минералам карбонатитов принадлежат флогопит и апатит, а также более редкие: 1) пирохлор — $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{Ce})_2 (\text{Nb}, \text{Ti}, \text{Ta})_2 \text{O}_6 (\text{OH}, \text{F})$,

2) бадделейт — ZrO_2 , 3) перовскит — кнопит — дизаналит $(Ca, Ce)(Ti, Fe^{III}, Nb)O_3$, 4) карбонаты редких земель типа синхизита — $Ca(Ce, La)(CO_3)_2F$, паризита — $Ca(Ce, La)_2(CO_3)_3F_2$, бастнезита — $(Ce, La)(CO_3)F$.

Для большинства карбонатитов установлен стадийный характер минералонакопления. Так, например, вышеупомянутые карбонатиты



Рис. 67. Схематическая геологическая карта Кондерской интрузии. По А. Мильто, А. Ельянову, Г. Андрееву

1 — четвертичные отложения; 2 — алевриты и аргиллиты омнинской свиты (синийский комплекс); 3 — контактовые гнейсы по песчаникам энинской свиты (синийский комплекс); 4 — дуниты; 5 — перидотиты; 6 — косциты и биотит-пироксеновые породы; 7 — гибридные породы типа габбро-диоритов и меланократовых монзонитов; 8 — диориты и монзониты; 9 — карбонатиты; 10 — разрывные нарушения; 11 — наклонное залегание пород; 12 — горизонтальное залегание пород

Гулинской интрузии были сформированы в три стадии. В первую стадию образовались гигантозернистые кальцитовые карбонатиты, во вторую — средне- и мелкозернистые кальцитовые карбонатиты, в третью — доломитовые карбонатиты. О полистадийном характере минералонакопления при формировании карбонатитов свидетельствует также наличие в них таких запрещенных ассоциаций, как кварц — оливин, кварц — нефелин, кварц — бадделейт, являющихся продуктами разных стадий единого

Акцессорные минералы карбонатитов. По А. Гинзбургу и др. (с дополнениями)

Сульфиды	Ошеслы		Карбонаты	Сульфаты	Фосфаты	Галонды	Силикаты				
	простые	сложные					с изолируемыми тетраэдрами	со сложенными тетраэдрами	цепочечные и ленточные	слоистые	каркасные
Галенит Сфалерит Пирротин Халькопирит Пирит Марказит Халькозин Молибденит Тетраэдрит Борнит Вайернит	Кварц Бадделит Рутил Анастаз Бруксит Торианит Гематит	Ильменит Перовскит Диваналит Киновит Пиррохлор Гачеттолит Самарскит Колумбит Циркелит Магнетит	Сидерит Родохрозит Бастнезит Царнит Лантанит Строцианит Сахамалит Рентгенит Бурбанкит Анжилит Кальцинит	Барит Целестин	Апатит Даллит Монацит Флоренсит Изокист	Флюорит Селлаит	Форстерит Монтицеллит Хондродит Сфен Гранат Циркон	Церит Эпидот Цоизит Мелилит Везувиан Лампрофиллит	Диопсид Авгит Эгирин Рибсит Арфведсо-нит Катафорит	Флогопит Вивит Вермикулит Хлорит Серпентин Гизекит Хризотил Серпюфит Мусковит Бастит	Ортоклаз Альбит Нсфеллин

процесса минералонакопления. Ранние генерации карбонатитов сменяются поздними обычно от периферии к центру, т. е. в том же направлении, в каком происходит нормальная смена пород интрузивного комплекса. В комбинированных по геологической структуре месторождениях, имеющих в своем составе карбонатитовые штоки и дайки, последние обычно формируются позднее центральных штоков и секут их.

Текстура карбонатитов большей частью массивная, иногда полосчатая, узловатая и плейчатая. Последние разновидности текстуры обусловлены соответствующими выделениями темноцветных акцессорных минералов, образующих линейные цепочки и тонкие прослойки среди карбонатной массы. Структура карбонатитов зернистая с различной крупностью слагающих их минералов.

По составу полезных ископаемых, концентрирующихся в карбонатитах, их можно разделить на три группы: 1) апатит-магнетитовые, 2) редкометалльно-редкоземельные, 3) флогопитовые.

Апатит - магнетитовые карбонатиты наиболее широко распространены. Они известны среди месторождений Европы, Африки, Канады и СССР. В них отмечается повышенное содержание минералов ниобия и титана. Запасы железной руды иногда достигают сотен миллионов тонн (Сиротти), запасы апатита также приближаются к 100 млн. *t* (Араша). На карбонатитовом месторождении Бразилии в результате его выветривания образовались остаточные скопления апатита в 7 млн. *t* с содержанием 23% P_2O_5 .

Редкометалльно-редкоземельные карбонатиты встречаются реже. Для них характерна концентрация таких минералов, как пиррохлор, бастнезит, паризит, бадделит и др. Наибольший интерес представляют скопления пиррохлора, запасы которого в некоторых

карбонатитовых месторождениях Южной Африки достигают десятков миллионов тонн при содержании Nb_2O_5 0,3—1%; при этом за нижний промышленный предел содержания пятиокси ниобия принимается первая цифра; на месторождении Баррейро в Бразилии содержание пятиокси ниобия достигает 2,5%.

В флогопитовых карбонатитах типа Гулинского месторождения концентрация слюды происходит по внешней периферии карбонатитовых штоков. Запасы флогопита в такого рода карбонатитах достигают крупных размеров.

Иногда карбонатиты разрабатываются для получения из них извести.

Термин карбонатиты был введен в научную литературу норвежским геологом В. Брёггером, описавшим в 1921 г. месторождение Фён в Норвегии. Промышленное значение карбонатитов было оценено на примере месторождений Африки в 1940 г. К. Дэвисом. Содержательные работы по карбонатитам принадлежат Л. Бородину, А. Гинзбургу, Л. Егорову, А. Кухаренко, Л. Пожарицкой, Ю. Шейнманну, а из зарубежных авторов В. Брёггеру, К. Дэвису, Р. Дэли, Х. Экерманну, В. Пекоре, В. Смити и др.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Карбонатиты являются типичными приповерхностными образованиями. Многие среди них выполняют жерла вулканических конусов, образованных на поверхности земли. Вместе с тем будучи приповерхностными в своих верхних точках карбонатитовые тела распространяются на значительную глубину. Разведочными скважинами карбонатиты Советского Союза прослежены на 300—500 м от поверхности земли без тенденции к их выклиниванию. Эрозионный срез карбонатитов Гулинского месторождения достигает 1500 м (Е. Эпштейн), а карбонатитов Ально 2000 м (Х. Экерманн). Глубинные очаги родоначальных для карбонатитов ультраосновных — щелочных пород, которые в настоящее время рассматриваются большинством геологов как производные перидотитовых магм, находились на весьма существенной глубине, в большинстве случаев, вероятно, превышавшей первые десятки километров. Таким образом, карбонатиты относятся к приповерхностным распространяющимся на существенную глубину образованиям, связанным с ультраабиссальными очагами перидотитовой магмы.

Температурный режим формирования карбонатитов освещен слабо. Однако вне зависимости от трактовки их генезиса (см. ниже) они характеризуются широким интервалом температуры минералонакопления. Так, А. Кухаренко и Е. Донцова, принимая во внимание образование карбонатитов Карело-Кульской провинции после апатито-форстерито-магнетитовых руд, для которых по распаду твердых растворов магнетит — шпинель, парагенезису форстерита с флогопитом и разрушению газовой-жидких включений в апатите устанавливается температурный интервал 550—350°, полагают, что указанная температура определяет начало карбонатитообразования. Появление же в конце процесса гексагонального пирротина, гётита, цеолитов и гипса определяет нижний предел температуры в 100° (может быть меньше).

Очевидно, на ранних ступенях образования карбонатитов температуры были близки к 600—500° С, при постепенном снижении их к концу процесса до минимальных гидротермальных температур, приближавшихся, вероятно, в верхних частях месторождений к 100—50° С. В связи со стадийным ходом процесса карбонатитообразования падение температуры скорее всего было неравномерным, с временным подъемом ее на начальных ступенях каждой новой стадии. Таким образом, при формировании карбонатитов можно предполагать широкий интервал достаточно резко проявленного изменения давлений от вершин до корней месторо-

ждений и такой же широкий диапазон изменения температур от начала к концу их образования. По этим резким изменениям режима давления и температуры в пространстве и во времени при их образовании карбонатиты выделяются среди других групп эндогенных месторождений.

Первые встречи скоплений карбонатного материала среди ультраосновных — щелочных пород были столь неожиданны, что их рассматривали как ксенолиты осадочных известняков, вынесенные из глубин при интрузии. При этом одни геологи полагали, что они имеют дело с ксенолитами известняков подстилающих пород (Р. Дэли, С. Шенд), другие — что они наблюдают ксенолиты, погружившиеся в магму из перекрывающих пород (А. Мак Грегор). Высказывались также предположения о том, что карбонатиты представляют собой осадочные породы, приобретенные на глубине высокую пластичность и выжатые вверх подобно куполам каменной соли (Т. Джебверс и др.).

Однако в настоящее время эти взгляды оставлены, кажется, всеми геологами. Им противоречат следующие факты: 1) в толщах вмещающих пород большинства районов распространения карбонатитов отсутствуют осадочные карбонатные породы; 2) цилиндрическая или дайкообразная форма карбонатитов; 3) многостадийность образования карбонатитов; 4) признаки метасоматического замещения карбонатитами вмещающих пород некоторых месторождений; 5) наличие в карбонатитах специфических, в том числе редкометалльных, минералов, отсутствующих в осадочных известняках; 6) повышенное значение отношений изотопов $O^{18} : O^{16}$ и $C^{13} : C^{12}$ в карбонатитах по сравнению с осадочными карбонатными породами, свидетельствующее об их ювенильном источнике, а также о более высокой температуре их образования.

В настоящее время конкурируют две гипотезы образования карбонатитов. Одна из них рассматривает карбонатиты как породу, образовавшуюся при раскристаллизации магматического расплава. Эту точку зрения защищают В. Брэггер, К. Дэвис, Б. Кинг, Е. Ларсен, В. Пекора, В. Смит, А. Холмс, Х. Экерманн и другие, а из русских геологов Л. Егоров. По другой гипотезе карбонатиты формировались как типичные постмагматические гидротермальные месторождения при различном соотношении отложения вещества в пустотах вмещающих горных пород и при их замещении. Из зарубежных ученых этот взгляд пропагандирует Н. Боуэн, отчасти Е. Сеттер, а из советских геологов — Л. Бородин, А. Гинзбург, Л. Пожарицкая, Ю. Шейнманн, Е. Эпштейн и др.

Магматическая гипотеза. Наблюдения над телами карбонатитов некоторых месторождений говорят о возможном образовании их по способу раскристаллизации из магматического расплава. Об этом свидетельствует наличие в карбонатитах типичных ксенолитов окружающих пород, в том числе обломков ультраосновных, щелочных и измененных фенетизированных окружающих пород. Этому соответствует флюидная текстура некоторых карбонатитов и ориентировка длинной оси слагающих их карбонатов вдоль карбонатитовых даек. Осмотр карбонатитовых даек Ально в Швеции, произведенный участниками XXI сессии Международного геологического конгресса осенью 1960 г. под руководством Х. Экерманна, не оставил сомнения в образовании их из магматического расплава.

Долгое время магматическая гипотеза генезиса карбонатитов не могла объяснить ряд явлений, связанных с физико-химической характеристикой карбонатного расплава. Так, например, такие карбонаты, как кальцит, слагающие на 80% и более карбонатитовые тела, обладают очень высокой температурой плавления (кальцит плавится при температуре $1339^{\circ}C$ и давлении 1025 атм). Ясно, что при таких условиях температуры и особенно давления карбонатиты не могли формироваться из магматических расплавов в приповерхностных условиях. Однако экспериментальные исследования Ф. Сыромятникова во Всесоюзном институте минерального сырья (ВИМС) показали, что карбонатный расплав может

существовать при сравнительно низком давлении, отвечающем гигабарическим условиям.

Исследования фазовых взаимоотношений в системе $\text{CaO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$, выполненные П. Уайлли и О. Таттлом (1960 г.), установили, что при давлении в 1000 атм: 1) кальцит плавится инконгруэнтно при 1310°C , 2) в присутствии воды он начинает плавиться примерно при 740°C (при высоком отношении H_2O к CaCO_3), 3) в четырехфазовой системе (кальцит — портландит $\text{Ca}(\text{OH})_2$ — жидкость — пар) минимальная температура плавления составляет 675°C .

Из анализа фазовых взаимоотношений вышеуказанной тройной системы следует, что расплав может существовать при давлении от 30 до 4000 атм, при температуре, варьирующей от 685 до 640°C (рис. 68).

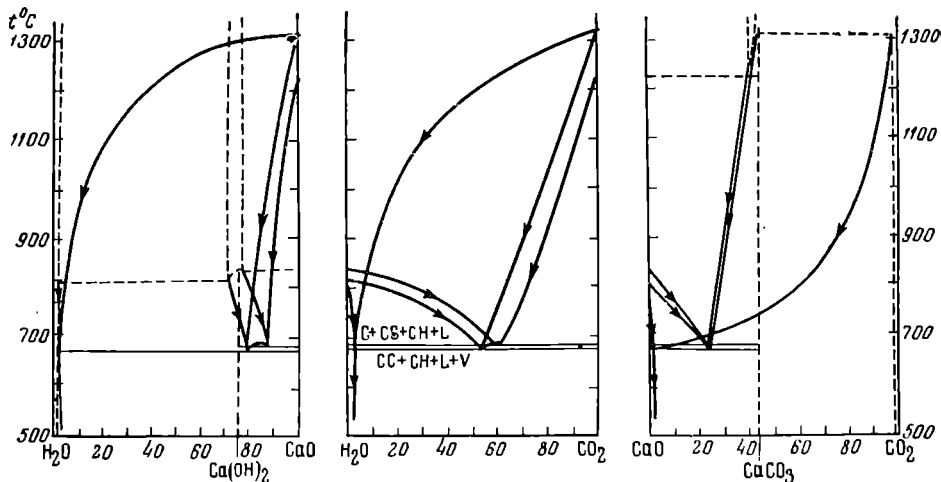


Рис. 68. Перспективная проекция трех сторон призмы тройной системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{CO}_2$. По П. Уайлли и О. Таттлу
 $\text{C}-\text{CaO}$; $\text{CC}-\text{CaCO}_3$; $\text{CH}-\text{Ca}(\text{OH})_2$
 $\text{L}-\text{жидкость}$, $\text{V}-\text{пар}$

Жидкую фазу такой системы можно сопоставлять с карбонатитовой магмой, в которой наличие CaO обусловлено окислами оснований, а CO_2 и H_2O — летучими составными частями. Авторы изучения этой системы полагают, что существование в ней жидкой фазы при умеренной температуре в широких рамках давления полностью объясняет магматическое происхождение карбонатитов.

На ранней стадии изучения карбонатитов, в 20-х гг., В. Брэггер предполагал, что они образовались вследствие раскристаллизации специфической карбонатной магмы, возникшей в связи с переплавлением на большой глубине метаморфизованных осадочных известняков. В дальнейшем защитники магматического генезиса карбонатитов отказались от идеи ассимиляции и выступали с представлением об их формировании при внедрении специфического карбонатного остаточного магматического расплава. При этом одни исследователи считали родоначальную магму следствием ассимиляции карбонатных пород (Р. Дэли, С. Шенд и др.), а другие связывали ее с естественной дифференциацией глубинной перидотитовой магмы, не испытавшей ассимиляции (Ю. Шейнманн, Х. Экерманн и др.).

Наиболее обстоятельно гипотеза магматического происхождения разработана Х. Экерманном применительно к карбонатитам о-ва Ально в Швеции (рис. 69). Территория этого острова сложена архейскими гнейсами, гранито-гнейсами, мигматитами и кристаллическими сланцами. Комплекс щелочных пород, с которыми ассоциированы карбонатиты,

распространен в северо-восточной части острова. Он занимает округлую площадь размером около 16 км². В пределах этой площади выделяются: 1) внутренняя часть, сложенная совершенно лейкократовыми породами, богатыми карбонатом и апатитом; 2) средняя часть, образованная лейкократовыми породами, богатыми нефелином и натровым ортоклазом; 3) внешняя часть, занятая меланократовыми нефелиновыми породами, богатыми пироксеном и меланитом. Предполагается, что в самом центре этого комплекса находится шток сёвитов (карбонатитов), ныне покрытый морем.

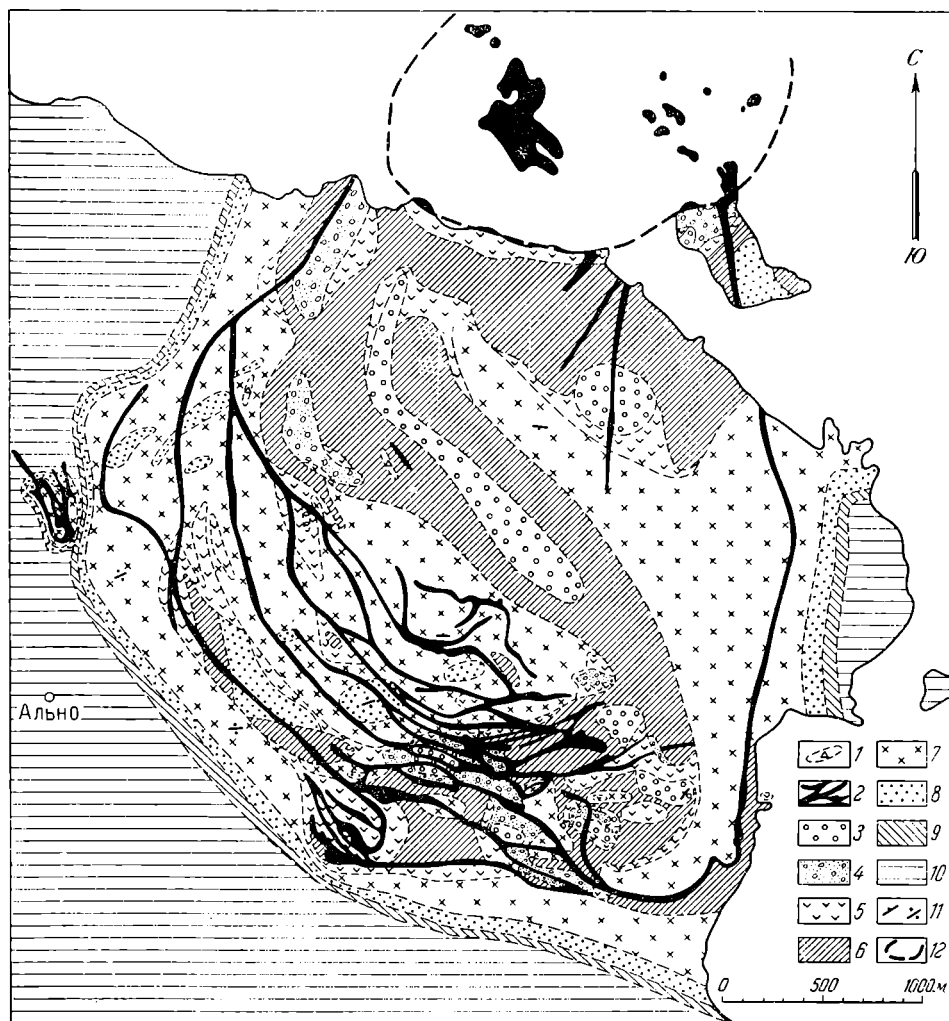


Рис. 69. Геологическая карта карбонатитового месторождения Алью. По Х. Экерманну, 1948

1 — барит; 2 — сёвиты (карбонатиты); 3 — уртиты, нйолиты, ювиты, фойниты; 4 — мельтейгиты, малиниты, якуширангиты; 5 — меланократовые нефелин-сиенитовые фениты; 6 — лейкократовые нефелин-сиенитовые фениты; 7 — сиенитовые фениты; 8 — кварц-сиенитовые фениты; 9 — термодинамически измененные фениты; 10 — мигматиты; 11 — элементы залегания; 12 — центральная часть месторождения, находящаяся под Балтийским морем

Мигматиты, вмещающие щелочной комплекс, подверглись различной степени фенитизации. От центра к периферии намечаются следующие зоны щелочного метасоматоза:

- 1) реоморфические фениты зоны плавления;
- 2) щелочные ультрафениты, в которых первоначальное различие между лейкократовыми и меланократовыми компонентами мигматитов еще сохраняется;

- 3) щелочные фениты, в которых образуется нефелин;
- 4) сиенитовые фениты без кварца;
- 5) кварц-сиенитовые фениты с малым содержанием кварца;
- 6) термодинамически измененные мигматиты с гранулированным кварцем.

Наибольший интерес в геологическом строении щелочного комплекса Ально имеют обильные дайковые породы, внедрившиеся в следующей последовательности: 1) альноиты, 2) карбонатитовые кимберлиты, 3) бефорситы (доломитовые карбонатиты), 4) уачититы, 5) нефелиниты, тингуаиты, мельтейгиты, 6) альвикиты (кальцитовые карбонатиты). Все они пересекают массивные породы и кольцо окаймляющих их фенитов. Дайки

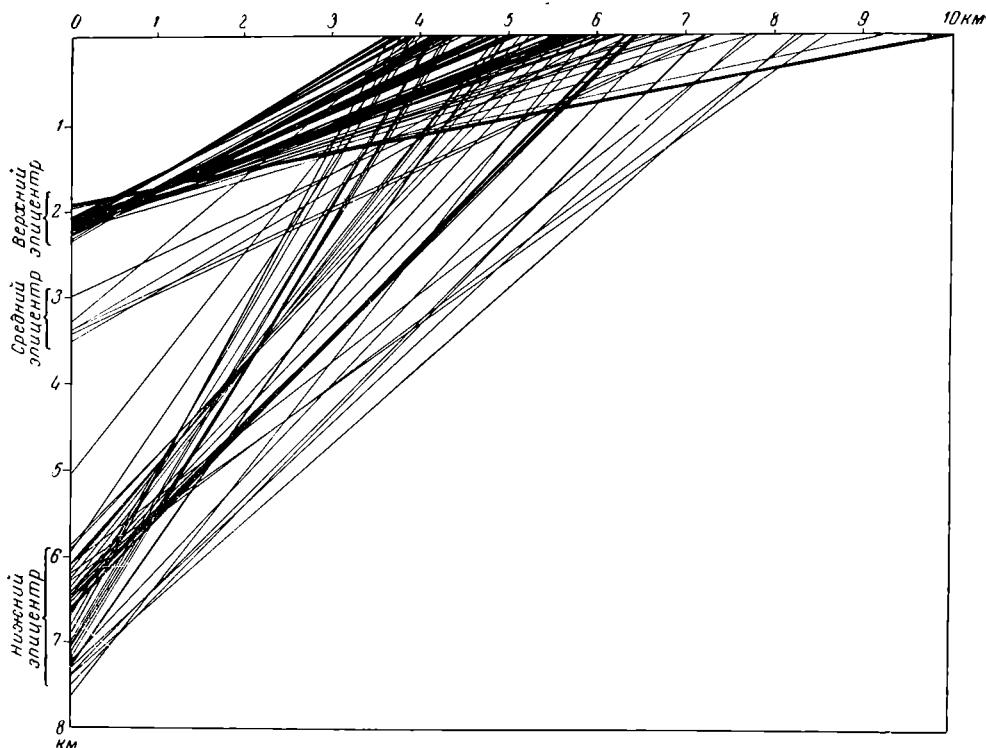


Рис. 70. Пучки карбонатитовых даек месторождения Ально; проекция по углам падения даек на вертикальную плоскость. По Х. Экерманну

выполняют три группы трещин: 1) радиальные, 2) кольцевые, расходящиеся от центра, 3) кольцевые, падающие к центру (конические). Статистическая сводка данных об углах падения последних позволила Х. Экерманну наметить три глубинных фюкса их зарождения, находящихся соответственно на глубине 4000, 5200 и 9000 м ниже поверхности земли времени их формирования (рис. 70).

Совокупность всех данных по геологии, петрографии, минералогии и геохимии Ально дала возможность Х. Экерманну представить следующую схему образования этого месторождения. Все разновидности карбонатитов Ально, такие, как сёвиты, альвикиты и бефорситы, представляют результат внедрения и застывания высококомобильного магматического расплава, насыщенного минерализаторами, называемого Х. Экерманном «карбонатитовой магматической жидкостью». Взаимодействие этой жидкости на глубине не менее 10 км от современной поверхности земли с вмещающими породами в обстановке высокой температуры и давления приводит к образованию оливиновых пород типа кимберлитов.

В связи с этим может происходить разрушение силикатов, высвобождение редких элементов (ниобия, тантала, циркония и др.), первоначально

присутствовавших в виде изоморфных примесей и эндокрипно захваченных решетками породобразующих минералов и перевод их в подвижную магматическую жидкость (А. Кухаренко и Е. Донцова). При этом освобождается углекислота, которая накапливается в более верхних участках и развивает давление, приводящее к образованию радиальных и конических трещин, выполняемых карбонатно-магнезиальным раствором. Так была образована первая, наиболее глубоко фокусная система конических даек, заполненных бейфорситами. Подъем подобных расплавов приводит к десиликации боковых пород и к увеличению количества кальция в составе самих расплавов.

Вместе с тем при подъеме в связи с понижением давления происходит накопление новых порций углекислоты, давление которых приводит к образованию новых более пологопадающих конических трещин, сопровождающееся газовыми прорывами взрывного характера. Эти трещины и зоны эксплозивного дробления выполняются следующими порциями карбонатитов, состав которых отличается более высоким содержанием кальцита.

Таким образом, в истории формирования месторождения Ально намечается три силовых импульса, открывавших пути внедрения расплавов со все более и более высоких уровней подъема магмы. При этом были образованы три генерации карбонатитов, не считая самых ранних карбонатитов гипотетического центрального штока, скрытого на дне моря. Внедрение щелочных пород сопровождалось интенсивным выделением газовой фазы, действовавшей на вмещающие породы и приведшей к их отчетливой фенитизации.

Гидротермальная гипотеза. Весьма существенное возражение против магматического генезиса карбонатитов основано на наблюдении за характером эволюции химического состава комплексов ультраосновных — щелочных пород, с которыми они связаны. На некоторых месторождениях отмечается постепенное сокращение количества магния и кальция, главных элементов карбонатитов, от ранних к поздним порциям магматических пород. Так, например, для Гулинского месторождения основная петрохимическая закономерность многостадийного формирования комплекса изверженных пород заключается в постепенном увеличении кремнезема и алюмосиликатной щелочи в каждой последовательно образующейся серии пород. Одновременно снижается относительное содержание магния, вначале увеличивается, а затем сокращается количество кальция. При этих обстоятельствах трудно объяснить появление карбонатитового расплава на заключительном этапе дифференциации магмы, постепенно насыщающейся кремнеземом и щелочами за счет сокращения щелочноземельных элементов.

Обосновать гидротермальный генезис карбонатитов при этих условиях нелегко, но все же возможно. Э. Сеттер на основании изучения норвежского месторождения Фён полагает, что на глубине из материнской перидотитовой магмы возникает ультращелочная магма, насыщенная углекислотой. Это возможно, когда магматический очаг находится на большой глубине и имеет значительную протяженность по вертикали. В этих условиях углекислота и другие летучие соединения, находящиеся в первичной магме, будут стремиться кверху и концентрироваться в апикальной зоне очага. Реакция углекислоты с парами воды при последующей диссоциации угольной кислоты приведет к диффузии ионов HCO_3 и CO_3 . В этих условиях возникнет мобильное электрическое поле, обеспечивающее перенос кверху одновалентных и двухвалентных катионов натрия, калия, кальция, магния, бария и стронция, с сохранением стабильной позиции ионов кремнезема.

Такой процесс может привести к накоплению в верхних участках очага ультращелочной магмы, богатой углекислотой. При внедрении дифференцированных таким образом порций магматического расплава

формируется серия ийолит-уртитовых пород и карбонатитов, а вмещающие породы при воздействии газовой фазы таких магм фенитизируются. Однако в связи с быстрым снижением температуры и давления при подъеме магмы в верхние горизонты земной коры только малая часть карбонатитов схватывается из расплавов. Большая же их часть формируется из газодонных растворов, насыщенных углекислотой, отделяющихся от магмы, реагирующих с окружающими силикатными породами и метасоматически замещающая их.

В этой схеме много противоречивых и неясных мест. Однако гидротермальная природа карбонатитов некоторых месторождений подтверждается при их полевом и лабораторном исследовании. Об этом, например, свидетельствуют наблюдения Л. Пожарицкой над гидротермальной природой карбонатитов, главным образом по материалам исследования месторождений Сибири. Изучение места карбонатитового процесса в общей схеме эволюции ультраосновных — щелочных пород показывает, что разные типы карбонатитов соответствуют различным стадиям единого пневматолито-гидротермального процесса. Такой точки зрения придерживается подавляющее большинство геологов, проводящих детальное петрографическое, минералогическое и структурное изучение карбонатитов. Почти все они считают, что карбонатиты образуются в результате метасоматических процессов, сочетающихся с процессами выполнения полостей. О широком развитии метасоматических карбонатитов свидетельствуют многочисленные реликты сильно измененных вмещающих пород и постоянное присутствие в них силикатных реликтовых минералов, проникновение карбонатитов во вмещающие породы по трещинам и границам зерен, различие в минеральном составе в зависимости от состава граничащих с ними пород, сложные очертания деталей строения карбонатитовых тел и другие признаки.

Отмечается, что метасоматический процесс образования карбонатитов имеет избирательный характер. Наиболее часто и полно карбонатиты замещают ультраосновные и нефелин-пироксенитовые породы. Зафиксировано также образование карбонатитов среди нефелиновых сиенитов, диоритов, монзонитов, диабазов, метаморфических и осадочных пород. Установлено, что формирование карбонатитов осуществляется в несколько стадий. На карбонатитовых месторождениях Советского Союза выделяются две главные стадии.

Первая стадия кальциево-карбонатного метасоматоза характеризуется формированием кальцитовых карбонатитов, с сопровождающей их пирохлоровой минерализацией. На ранних ступенях этой стадии формируются кальцитовые карбонатиты обычно крупно- и гигантозернистые, имеющие сравнительно простой минеральный состав (карбонат с примесью пироксенов, биотита, апатита, магнетита, иногда полевого шпата). На более поздних ступенях осуществляется перекристаллизация ранее выделившейся карбонатной массы, сопровождающаяся пирохлоровой минерализацией. Пирохлорсодержащие кальцитовые карбонатиты поздних ступеней первой стадии отличаются равномерной мелкозернистой структурой и появлением новых, гораздо более разнообразных минеральных ассоциаций (доломит, различные амфиболы, флогопит, сульфиды железа, бадделейт, циркон, анатаз, рутил, ильменит и др.).

Вторая стадия железо-магниевого или железного метасоматоза связана с образованием анкерита, сидерита и гематита. Эти минералы чаще всего слагают отдельные жилы или штокверки среди кальцитовых карбонатитов. Такие же тела наблюдаются за пределами кальцитовых карбонатитов и даже на значительном удалении от них, будучи приурочены к трещинам среди вмещающих пород. В эту стадию в карбонатитах образуется редкоземельная минерализация, а пирохлор подвергается колумбитизации, частичному растворению и перестроению. Такое перераспределение приводит к обеднению пирохлором центральных частей

метасоматических анкеритовых и сидеритовых тел и к обогащению ниобием их приконтактовых участков, особенно апофиз. Тела анкеритовых и сидеритовых карбонатитов, образовавшиеся при выполнении полостей, ниобия не содержат.

В крупных карбонатитовых массивах формирование основной массы карбонатных пород происходит на ранних ступенях первой стадии. В этот период определяется в основном форма и размеры массивов. Позднее происходит по преимуществу усложнение внутреннего строения и деталей очертания карбонатитовых тел.

Некоторые геологи придают метасоматическим процессам исключительное значение, полагая, что они диктуют не только условия формирования карбонатитов, но в значительной мере определяют и природу несущих их ультраосновных — щелочных пород. Такие крайние взгляды развивает Л. Бородин. Он полагает, что единственными изверженными породами ультраосновных — щелочных комплексов являются гипербазиты, в первую очередь пироксениты. Щелочные разновидности этих комплексов формируются под воздействием на них минерализованных щелочных растворов метасоматическим путем, вследствие нефелинизации пироксенитов. Перегруппировка вещества, связанная с нефелинизацией пироксенитов, приводит, в частности, к высвобождению кальция и других элементов с последующим накоплением их в карбонатитовых залежах.

* * *

Как же можно в настоящее время подходить к условиям образования карбонатитов, учитывая вышеизложенный противоречивый материал об их генезисе? Для понимания обстановки накопления карбонатитов никогда не надо забывать, что условия их образования резко отличаются от условий формирования других групп эндогенных месторождений необычайно широким диапазоном по вертикали, характеризующимся существенным изменением давлений от очень больших до почти нормальных и резкими колебаниями температур от магматических до наземных.

В связи с этим одни исследователи, изучавшие глубоко срезанные месторождения, находили в них черты магматического генезиса, другие же, рассматривавшие слабо эродированные карбонатитовые залежи, наблюдали в них признаки метасоматического происхождения. В этих условиях не исключена возможность существенной эволюции генезиса карбонатитов на сравнительно протяженном пути их образования от глубинных к поверхностным частям месторождений. Не будет слишком смелым предположение о том, что глубинные карбонатиты формировались непосредственно из магматических расплавов, а по мере подъема родоначальной магмы кверху по достижении определенного уровня происходило вскипание расплава и начинала работать газожидкая фаза системы. Не исключена возможность также того, что ранние порции карбонатитового вещества представляют собой застывший расплав, а более поздние, наложенные на него, созданы в результате деятельности постумных газо-жидких агентов.

При этом надо иметь в виду, что в образовании карбонатитов исключительную роль играет углекислота, присутствие которой существенно отличает условия их формирования от привычной обстановки газоводного постмагматического процесса рудообразования. Р. Гаррелс и Д. Рихтер установили, что углекислота может существовать в виде обособленной от воды жидкой фазы даже на сравнительно небольшой глубине и играть в этих условиях важную роль в минералообразовании. Однако в приповерхностных условиях, на расстоянии менее 300 м от поверхности земли, она в отличие от воды может быть только в газовом состоянии, обеспечивающем активное проникновение в глубь окружающих ее пород и их мета-

соматическую переработку. В связи с изложенным в дальнейшем, возможно, целесообразно будет расчленить карбонатитовую группу месторождений на два класса — магматический и гидротермальный.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Связь с магматическими формациями. Карбонатиты образуют обособленную группу эндогенных месторождений не только в связи с оригинальными особенностями их состава, но также и в силу резко специфических геологических условий их образования. Все выявленные до сих пор карбонатитовые месторождения связаны исключительно с платформенным этапом геологического развития и ассоциированы только с комплексами ультраосновных — щелочных платформенных интрузий центрального типа. Эти интрузии имеют, с одной стороны, достаточно сложный, а с другой стороны, отчетливо дифференцированный состав и концентрически-зональное строение.

В них выделяются четыре главные разновидности: 1) ранние ультраосновные породы (дуниты, перидотиты, пироксениты, щелочные пироксениты); 2) последующие щелочные породы (мельтейгит-уртиты, щелочные и нефелиновые сиениты, спонкиниты, тералиты и др.); 3) ореолы кислых вмещающих пород, подвергшихся щелочному метасоматозу и превратившихся в фениты; 4) карбонатиты. Они сопровождаются обильной дайковой серией обычно сложного состава, отражающей длительную и остро направленную эволюцию магматического очага и состоящую из разнообразных пород от пикритовых порфиритов до щелочных пегматитов. Петрохимически группа ультраосновных — щелочных пород в целом характеризуется недонасыщением кремнезема и относительным богатством щелочей и летучих компонентов.

В связи с другими магматическими формациями как геосинклинального, так и платформенного происхождения карбонатитовые месторождения до настоящего времени не установлены.

Геологический возраст. Размещаясь на площади допалеозойских платформ, карбонатиты имеют различный геологический возраст. Среди них известны образования докембрийского возраста (некоторые карбонатиты Африки и Северной Америки), каледонского (Тува, возможно, Восточный Саян и Скандинавия), герцинского (Кольский полуостров), киммерийского (Сибирская платформа, Бразилия, Канада) и альпийского циклов развития (большинство карбонатитов Африки, Азия). Отмечается, что карбонатиты на платформе формировались в то время, когда в соседних геосинклиналях происходили главные фазы складчатости.

Геологическая структура. При рассмотрении геологических структур, контролирующих позицию карбонатитовых месторождений, необходимо различать структуры, определяющие положение карбонатитоносных интрузий и положение карбонатитовых залежей в их пределах.

Как уже указывалось, ультраосновные — щелочные интрузии центрального типа, с которыми связаны карбонатиты, размещаются исключительно на платформах. Они известны на площадях активизированных платформ, разбитых крупными тектоническими расколами. В настоящее время карбонатиты зафиксированы на площади Сибирской, Африканской, Южно-Американской, Северо-Американской платформ, а также в пределах Балтийского щита Русской платформы. Крупные расколы тяготеют либо к краям платформ, либо находятся в их центральных частях (например, карбонатиты Африканской платформы, расположенные в области Великих разломов). В последнем случае разломы проходят вдоль границ локальных поднятий и прогибов в теле платформы. Таким образом, крупные разломы платформ, контролирующие положение ультраосновных — щелочных интрузий, с которыми ассоциированы карбонатитовые месторождения, как правило, проходят по границам относитель-

ных прогибов и воздыманий. Эти разломы иногда имеют древнее заложение и обновлялись в период внедрения интрузий центрального типа. Последние не всегда нанизываются на ось разлома, а располагаются на их побочных ответвлениях.

Геологические структуры, определяющие положение и морфологию карбонатитовых тел внутри массивов ультраосновных — щелочных пород, имеют один источник деформирующих усилий, но разделяются на две разновидности по их морфологии. К первой разновидности относятся геологические структуры, контролирующие центральные штоки, а ко второй — дайки. Центральные штоки приурочены к цилиндрическим трубкам взрыва, формирующимся при газовом прорыве в осевой части вулканической постройки перед карбонатитообразованием и открывающим пути для подъема из глубины агентов, создающих карбонатитовые жерла. Такие эксплозии приводят к брекчированию пород, прорываемых взрывной силой газового давления, характерному для многих карбонатитов. Они наиболее типичны для приповерхностных частей карбонатитовых месторождений.

Карбонатитовые дайки приурочены к круговым структурам, среди которых выделяются три разновидности: 1) радиальные, 2) кольцевые (падающие от центра), 3) конусные (падающие к центру). Первая разновидность относится к структурам отрыва, а две последние — к структурам скола. Механизм их образования достаточно удовлетворительно объяснен Е. Андерсоном. Он показал, что сколы по коническим плоскостям появляются при возрастании вертикального давления в глубинном магматическом очаге и представляют собой трещины скалывания по поверхности максимального напряжения давления. Кольцевые разломы, наоборот, возникают при уменьшении давления и нередко сопровождаются опусканием участка вмещающих пород, заключенного внутри кольца. Дайковые структуры более типичны для глубокоэродированных частей карбонатитовых месторождений.

Таким образом, геологические структуры, обуславливающие локализацию карбонатитов, достаточно своеобразны и генетически непосредственно связаны с усилиями, возникающими в процессе эволюции магматических очагов. Этим они существенно отличаются от геологических структур, контролирующих другие группы эндогенных месторождений и возникающих в связи с тектоническими усилиями. Соотношения между эксплозивными и сколовыми структурами карбонатитовых месторождений, скорее всего, следующие. При резко возрастающем давлении газовой фазы в родоначальном очаге происходят разрушительные газовые прорывы с образованием цилиндрических трубок эксплозивного характера, особенно характерных для приповерхностных условий.

Для более глубинных условий при более плавно нарастающем давлении формируются кольцевые, конические и радиальные сколовые и разрывные трещины. Эти процессы могут чередоваться для одного и того же уровня на площади одного и того же месторождения в зависимости от интенсивности нарастания глубинного давления в разные стадии магматической и постмагматической деятельности. При этих условиях месторождению будет свойствен комбинированный характер геологической структуры, объединяющий элементы эксплозивных и трещинных деформаций.‡

В соответствии с изложенной схемой развития геологических структур карбонатитовых месторождений, как показал А. Фролов на примере карбонатитов Восточного Саяна, меняется и характер тектонических деформаций. Для ранних стадий развития геологических структур, до внедрения рудоносных расплавов, характерны плоские двухосные деформации. В период внедрения магматических расплавов и формирования карбонатитов деформация становится объемной (трехосной). Послекарбонатитовые нарушения, смещающие рудные тела, вновь образуются при плоском типе деформаций.

ЛИТЕРАТУРА

Б о р о д и н Л. С. Генезис карбонатитовых месторождений и их геологическая связь с массивами ультраосновных щелочных пород. Госгеолтехиздат, 1960. (Международ. геол. конгресс, XXI сессия. «Докл. сов. геологов», проблема 16. Генетические проблемы руд. Эндогенные месторождения.)

Г а й д у к о в а В. С., З д о р и к Т. Б. [и др.]. Минералы редких элементов в карбонатитах. Госгеолтехиздат, 1962. («Геология месторождений редких элементов», вып. 17).

Г и н з б у р г А. И. [и др.]. Редкометалльные карбонатиты. Госгеолтехиздат, 1958. («Геология месторождений редких элементов», вып. 1).

Е г о р о в Л. С., Г о л ь д б у р г Т. Л. [и др.]. Гулинская интрузия ультраосновных щелочных пород. Тр. НИИГА, т. 122, 1961.

К у х а р е н к о А. А., Д о н ц о в а Е. И. К проблеме генезиса карбонатитов. «Геология рудных месторождений», 1962, № 2.

Ш е й н м а н н Ю. М. Карбонатиты. Бюлл. ОНТИ, № 2 (7), 1957. (Министерство геол. и охраны недр СССР).

В г о г г е r W. Das Fenfiebiet in Telemark. Vidensk. — S. Kr, Kristiania, No. 9, 1921.

Е с к е r m a n n Н. Von Contributions to the knowledge of the alkaline dikes of the Alnö region I—III. Arkivf. Min. o. Geol. Kgl. Vet. Akad., Bd 2, No. 41, Stockholm, 1960.

Р е с о г а W. T. Carbonatites: a review Bull. Geol. soc. of Amer., vol. 67, November, 1956.

S m i t h W. C. A review of some problems of African carbonatites. The Quarterly Journal Geol. soc. of London. No. 446, vol. CXII, pt. 2, 1956.

W y l l i e P. J., T u t t l e V. F. The system $\text{CaO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ and the origin of carbonatites. Journal of petrology, vol. 1, No. 1, 1960.

СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Исследования минеральных месторождений будут особенно успешны в том случае, если исследователь способен самостоятельно разобраться в физико-химических закономерностях изучаемых им процессов мипералообразования.

Д. Коржинский, 1953

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Скарнами называются породы известково-силикатного состава, образовавшиеся метасоматическим путем в приконтактной области интрузивов среди карбонатных и в меньшей степени среди силикатных пород. В тех случаях, когда в них сосредоточивается ценное минеральное сырье, формируются скарновые месторождения полезных ископаемых. Скарновые месторождения называются также контактными (В. Обручев, Ф. Шахов), контактно-метаморфическими (Ф. Хесс и Э. Ларсен), контактно-метасоматическими (А. Бетехтин, П. Татаринев и др.), контактно-пневматолитовыми (Г. Шнейдерхен), пирометасоматическими (В. Линдгрэн, А. Кнопф).

Скарноидами Д. Коржинский предлагает называть породы, сходные со скарнами, но образованные при метаморфизме «загрязненных» карбонатных пород, таких, как мергели, известковистые туфы и им подобные, без существенного привноса элементов, необходимых для постройки скарнообразующих минералов.

Околоскарновыми, по Д. Коржинскому, называются породы, состоящие преимущественно из полевых шпатов, кварца, скаполита или эпидота и примыкающие к скарнам со стороны изверженных пород.

Скарноподобными этот исследователь считает неопределенные по происхождению породы, минеральный состав которых сходен со скарнами.

Экзоскарновыми называются месторождения в скарнах, располагающихся в породах, непосредственно примыкающих к интрузиву.

Эндоскарновыми называются месторождения, образованные вследствие метасоматического замещения пород периферической части интрузива.

Большая часть скарнов относится к категории экзоскарновых образований, обычно размещающихся во вмещающих породах вдоль непосредственного контакта интрузива. Некоторая часть экзоскарнов отступает от контакта на десятки и даже сотни метров. Значительно реже скарновые залежи удалены от интрузивов на расстояние до 1000 м, а в единичных случаях даже до 2000 м. Существенно меньшая доля скарнов относится к эндоскарновым образованиям, обычно приуроченным к узкой приконтактной зоне интрузива, но иногда паходящихся на том или ином расстоянии от него. Помимо экзоскарновых и эндоскарновых, встречаются комбинированные месторождения, скарны которых приурочены к непосредственному контакту изверженных и вмещающих их пород и сформированы отчасти за счет первых, а частично за счет вторых. Представление о количественной стороне развития скарновых залежей относительно контакта изверженных пород дает рис. 71.

Форма залежей скарновых месторождений обычно достаточно сложная и разнообразная. По степени усложнения морфологии среди них выделяются залежи: 1) пластовые и пластообразные, 2) линзовидные, 3) штоки, 4) трубы, 5) жильные и жилообразные, 6) гнезда, 7) сложные ветвящиеся тела. Гнездообразные скопления скарнов имеют незначительные размеры, иногда всего лишь несколько метров по их поперечнику. Среди жилообразных тел, штоков и труб скарнов известны более крупные залежи, достигающие по их вытянутости сотен метров и даже 1000—1500 м. Наиболее крупными являются пластовые и пластообразные скарновые тела, протягивающиеся иногда на 2000—2500 м при мощности до 200 м.

По составу исходных пород, на базе которых формировались скарны, выделяют три их разновидности: 1) известковые, 2) магнезиальные, 3) силикатные. Все эти разновидности отличаются деталями их минерального состава.

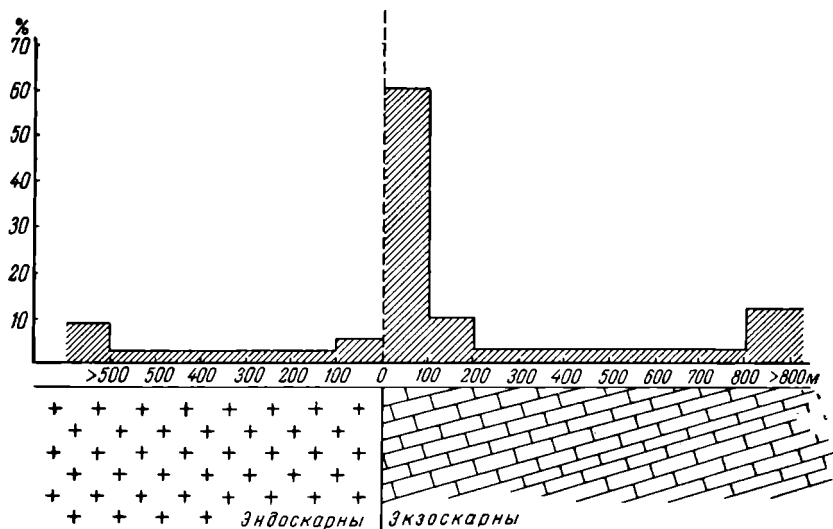


Рис. 71. Примерное распределение скарновых месторождений относительно контакта изверженных и осадочных пород

И з в е с т к о в ы е с к а р н ы образованы при замещении известняков. Это наиболее распространенная разновидность скарнов. В число главных скарнообразующих минералов известковых скарнов входят: гранат (ряда гроссуляр — андрадит) и пироксен (ряда диопсид — геденбергит). Существенное развитие иногда приобретают везувиан, волластонит, скаполит, амфиболы, эпидот, магнетит, карбонаты и кварц (табл. 17).

М а г н е з и а л ь н ы е с к а р н ы образованы при замещении доломитов или доломитизированных известняков. Они встречаются реже известковых скарнов. Типоморфными минералами этих скарнов являются: диопсид, форстерит, шпинель, флогопит, гумит, серпентин, паргасит, людвигит, магнетит, доломит, кальцит (табл. 18).

С и л и к а т н ы е с к а р н ы сформированы по породам силикатного состава. Примеры их достаточно обильны. Так, на Урале, в Западной Сибири, в Средней Азии, в некоторых районах Америки описаны скарны, возникшие при замещении глубинных изверженных пород состава гранодиоритов, адамеллитов и сиенитов. На Урале, в Закавказье и в Западной Сибири известны скарны, образованные по приповерхностным изверженным породам состава различных порфиритов, порфиров, альбитофиров, сиенит-аплитов и их туфов. Кроме того, отмечаются более редкие

Характерные минералы известковых скарнов

Группа минерала	Главные	Второстепенные
Силикаты	Пироксены (главным образом диопсид-геденбергит), гранаты (главным образом андрадит-гроссуляр), волластонит, скаполит	Ортоклаз, плагиоклазы, циркон, титанит, турмалин, силлиманит, андалузит, кордиерит, бустамит, родонит, гельвиданалит, данбурит, лазурит, хризоберилл, фенакит, берилл
Гидросиликаты	Амфиболы, везувиац, эпидот, ильваит, хлориты	Аксицит, датолит, пренит, топаз, серпентин, антофиллит, ортит, цоизит, биотит, мусковит, флогопит, серицит, дафнит, норбергит, хондродит, цеолиты, тальк, хризотил-асбест, каолин
Оксиды	Магнетит, гематит, кварц	Шпинель, касситерит, халцедон, уранинит, франклинит, копит, перовскит
Сульфиды	Пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, арсенопирит	Марказит, борнит, ковеллин, халькозин, висмутин, блеклые руды, станнин, кобальтин, глаукоцит, скуттерудит, леллингит, кубанит, линнеит, миллерит, антимонит, герсдорфит, шмальтин, хлорантит, сперрилит, куперит, стибнопалладинит
Прочие	Кальцит, флюорит, барит, шеелит	Апатит, витерит, сидерит, анкерит, магнетит, графит, висмут, золото, серебро

Примечание. Разделение на группы нестрогое. К гидросиликатам отнесены минералы с гидроксильной группой; к сульфидам отнесены также их аналоги.

случаи формирования скарнов по аркозовым песчаникам и алевролитам (Тельбес в Западной Сибири). Наиболее характерным для силикатных скарнов является скаполит. В остальном состав их мало отличается от известковых скарнов.

Во взаиморасположении скарнообразующих минералов отмечаются две особенности. Во-первых, отчетливо выраженный метасоматический характер минералонакопления, часто приводящий к псевдоморфозам отдельных минералов и минеральных комплексов по ранее отложившимся минералам и минеральным агрегатам. Во-вторых, неравномерное распределение минералов с образованием мономинеральных скоплений среди скарнов. В связи с этим иногда говорят о гранатовом, пироксеновом, амфиболовом, скаполитовом, волластонитовом, магнетитовом и других скарнах. В случае биминеральных концентраций говорят о гранат-пироксеновом, пироксен-амфиболитовом и других разновидностях скарнов. Размеры зерен минералов, слагающие скарн, обычно лежат в пределах от долей миллиметров до 1—2 см; иногда отдельные кристаллы, особенно пироксенов, достигают размеров 10—15 и даже 30—50 см. Среди текстур скарнов наиболее развиты массивная, пятнистая, полосчатая и друзовая. Преобладающими структурами являются гранобластовая, порфиробластовая, пойкилобластовая, волокнистая и реликтовая.

Многие скарновые залежи имеют зональное строение. Особенно отчетливая зональность наблюдается по направлению от контакта

Характерные минералы магнизиальных скарнов

	Главные	Второстепенные
Силикаты	Пироксены (главным образом диопсид-геденбергит), гранаты (главным образом андрадит-гроссуляра), форстерит	Монтичеллит, ортоклаз, плагиоклазы, скаполит, турмалин, титанит
Гидросиликаты	Серпентин, амфиболы, флогопит, гумит, хлоритонд	Паргасит, биотит, клиноцоизит, эпидот, хлориты, тальк, гидроталькит, гриналит, тыньит
Бораты	Людвицит, котонт	Суанит, флюоборит, варвикит, сингалит, серендибит
Оксиды	Магнетит, гематит, шпинель, кварц	Периклаз, брусит
Сульфиды	Пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит	Марказит, борнит, блеклые руды
Прочие	Кальцит, магнезит, брейнерит	Барит, апатит, сидерит, анкерит

См. примечание к предыдущей таблице.

с интрузивом. Ф. Хесс и Э. Ларсен выделяли в сложении известковых скарновых месторождений четыре зоны: 1) измененные граниты, 2) темноокрашенные скарны или, как они их называли, тактиты, 3) светлоокрашенные скарны в основном диопсидового состава, 4) мраморы.

Изучение скарновых месторождений Советского Союза дало много сведений об их зональном строении. Так, на Турьинских рудниках Урала Д. Коржинским описана следующая картина зонального строения скарнов. По направлению от изверженных пород к известнякам намечаются следующие зоны: 1) кварцевые диориты, 2) осветленные кварцевые диориты, 3) околоскарновая пироксен-плагиоклазовая порода, 4) пироксен-гранатовый скарн, 5) мономинеральный гранатовый скарн, 6) мономинеральный салитовый (пироксеновый) скарн, 7) мраморизованный известняк. При этом отмечается, что состав плагиоклаза околоскарновых пород меняется от олигоклаза до лабрадора и битовнита по мере приближения к контакту, а состав граната меняется от гроссуляра до андрадита по мере удаления от контакта. В этой колонне метасоматических пород, формирующих скарновое месторождение медных руд, первые три зоны относятся к исходным изверженным породам, а последние четыре — к известнякам (рис. 72).

В шеелитовом скарновом месторождении Лянгар (Средняя Азия), изученном В. Мясниковым и В. Флоренским, выделяются следующие зоны: 1) гранит, 2) аплитовидный гранит, 3) кварц-пироксеновая порода, 4) скарн, состоящий из трех подзон (гранатовой, гранат-пироксеновой и пироксеновой), 5) известково-силикатный роговик, 6) мрамор с включениями известково-силикатных минералов, 7) мрамор.

Зональное строение скарнов Средней Азии позднее было описано Х. Абдуллаевым, А. Баталовым и др. Последний приводит общую схему зональности скарнов Средней Азии, выделяя в строении скарновых месторождений этой области следующие части: 1) частично измененная (обычно десилицированная) порода эндоконтакта; 2) эпидозиты (кварцевые, амфиболовые и др.); 3) эндоскарны преимущественного гранатового, гранат-эпидотового (иногда со скаполитом) состава; 4) полиминеральные скарны промежуточной зоны (существенно гранат-амфиболовые, гранат-пироксеновые); 5) пироксеновые (салитовые, нередко мangan-пироксеновые), ильваитовые, волластонитовые экзоскарны; 6) мраморизованные известняки с редкой вкрапленностью

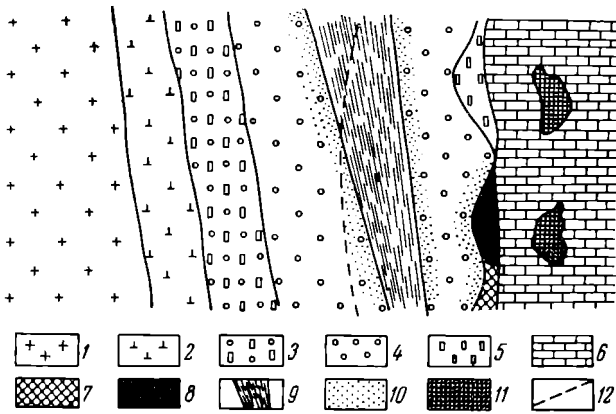


Рис. 72. Идеальный разрез залежи скарнов Фроловского месторождения. По Д. Коржинскому

1 — кварцевый диорит; 2 — околоскарновый («контактный») диорит; 3 — пироксен-гранатовый скарн; 4 — гранатовый скарн; 5 — салитовый скарн; 6 — мраморизованный известняк; 7 — магнетитовая руда; 8 — массивная халькопиритовая руда в салитовом скарне; 9 — полосчатая халькопиритовая руда в гранатовом скарне; 10 — вкрапленная халькопиритовая руда в гранатовом скарне; 11 — халькопиритовая руда в известняке; 12 — положение первоначального контакта

и гнездовыми выделениями силикатов скарна. При переходе от изверженных пород через эндоскарны к экзоскарнам падает содержание кремнезема и глинозема, но нарастает содержание окиси кальция и железа (рис. 73). обстоятельный анализ метасоматической зональности скарновых месторождений Средней Азии выполнен в работах В. Жарикова.

На скарновых медных месторождениях Хакассии в Восточной Сибири С. Курбатов описал следующие зоны: 1) обогащения интрузивной породы плагиоклазами, 2) развития скаполитов по плагиоклазам интрузивной породы, 3) диопсид-гранатового скарна по изверженной породе, 4) такого же скарна по известнякам, 5) гранат-диопсид-волластонитового скарна, 6) перекристаллизованного известняка со скоплениями графита.

М. Лицаревым очень детально исследована зональность скарнов, возникших в контакте дайки пегматоидных гранитов и известняков на втором участке Эмельджакского месторождения на Алдане. При этом прослежено не только изменение минерального состава, но и эволюция состава важнейших скарнообразующих минералов как в пределах одной зоны, так и при переходе из зоны в зону (рис. 74).

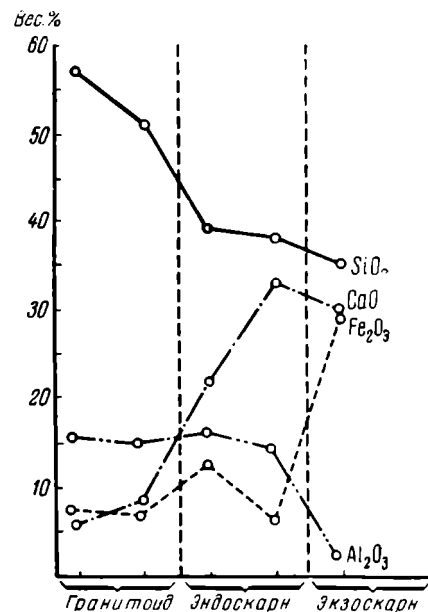


Рис. 73. Диаграмма, характеризующая поведение главных породообразующих компонентов в зоне контакта скарнового месторождения Туранглы. По А. Баталову

На некоторых месторождениях наблюдается зональность скарнов не только по их мощности, но также по падению и по простираению. На Тырныаузском шеелито-молибденитовом месторождении Г. Нестеренко проследил изменение скарнов по вертикали на 600 м. При этом было обнаружено уменьшение содержания привносимых компонентов (железо и марганец) от нижних горизонтов к верхним и увеличение в том же направлении

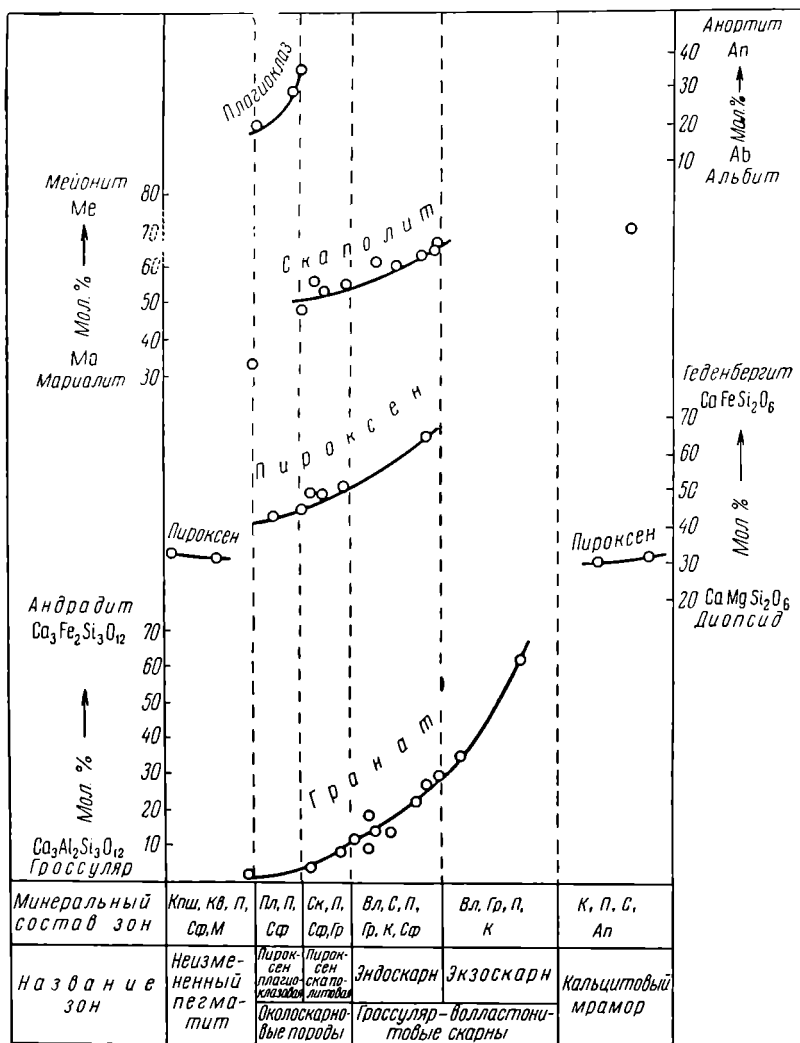


Рис. 74. Диаграмма изменения плагиоклаза, скаполита, пироксена и граната в зависимости от их положения в разрезе скарновых зон Второго участка Эмельджак. По М. Лицареву

кш — калиевый полевой шпат; кв — кварц; П — моноклинный пироксен; Пл — плагиоклаз; С — скаполит; Вл — волластонит; Гр — гранат; К — кальцит; Ап — анатит; Сф — сфен; М — магнетит

нии компонентов вмещающих пород (щелочи, алюминий). В составе пироксена — главного скарнообразующего минерала — с глубиной увеличивается содержание геденбергитовой молекулы. На Дашкесанском железно-кобальтовом месторождении А. Марфуниным описано изменение состава скарновой залежи по мере удаления от контакта с интрузивом, происходящее параллельно затуханию контактового метаморфизма в этом же направлении (рис. 75).

Понятие «скарн» было введено А. Тёрнебомом в 1880 г. для месторождения железных руд Швеции. С тех пор скарновые месторождения обособляются в самостоятельную формацию, изучение которой связано с именами Х. Абдуллаева, И. Григорьева, В. Жарикова, А. Заварицкого, Е. Зив, Д. Коржинского, Л. Овчинникова, П. Пилипенко, П. Смолина,

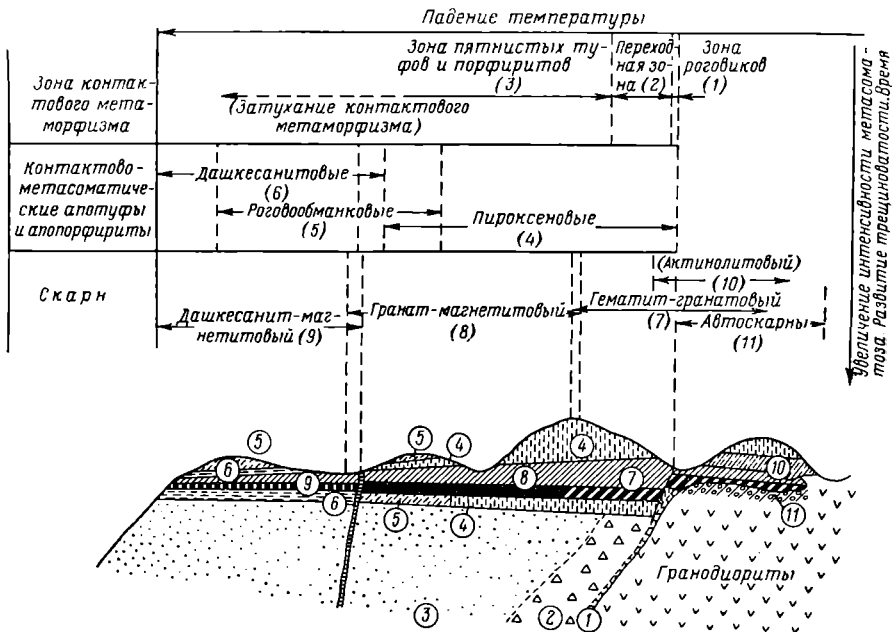


Рис. 75. Схема зональности скарнов на северо-восточном участке Дашкесана. По А. Марфунину

М. Усова, Е. Федорова, Ф. Шахова и других советских геологов. Среди зарубежных исследований скарновых месторождений выделяются труды В. Гольдшмидта, В. Кеннеди, А. Кнопфа, Э. Ларсена, В. Линдгрена, Ф. Хесса, П. Эсколы и др.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ СКАРНОВ

Скарновые месторождения достаточно разнообразны по составу добываемых полезных ископаемых. Особенно широк круг металлов, получаемых из скарнов. В них известны месторождения почти всех металлов, за исключением хрома, сурьмы и ртути. Наиболее значительны скарновые месторождения железа, кобальта, меди, платины, вольфрама, молибдена, свинца и цинка, золота, олова, бериллия, урана и бора.

Железные месторождения. Скарновые железорудные месторождения встречаются не очень часто, обычно в изолированных рудных провинциях. В СССР самой крупной их провинцией является Урал с месторождениями гор Магнитной, Благодать, Высокой, Теченским, Соколовским, Сарбайским и др. Кроме того, скарновые месторождения железных руд известны в Западной Сибири (Темиртау, Таштагол, Шалым, Шерегеш, Ташема, Монгол и др.), в Восточной Сибири (Рудногорское, Коршуновское, Таежное, Гаринское и др.) и в Центральном Казахстане (Кень-Тюбе, Атансор и др.). Близкие к ним месторождения магнетита с роговой обманкой, хлоритом и эпидотом, но без типичных для скарнов гранита и пироксена (Абакан, Анзас и др.), по В. Богацкому, принадлежат к гидротермальным силикато-магнетитовым образованиям. За границей скарновых месторождений железных руд меньше. Среди них можно отметить Айронспринг в США, Христианино, Арендаль и другие в Норвегии, Норберг и дру-

гие в Швеции, Ковары в Польше, Банат в Румынии, а также месторождения Китая, Венгрии, Югославии, Японии и Австралии.

Все эти месторождения обычно находятся в контактовых ореолах гранитоидов повышенной основности или щелочности, нередко натровой ветви (плагнограниты, плагсиениты). Главная их масса образована метасоматическим путем в карбонатных породах, менее в силикатных породах среди эффузивов, интрузивов, туфов и сланцев. Среди них известны тела пластовой, штоковой и неправильной ветвистой формы. Размеры железорудных скарновых залежей достигают нескольких километров в длину и нескольких сотен метров по мощности. Преобладающим рудным минералом является магнетит, в меньшей степени гематит.

По минеральным ассоциациям среди скарновых месторождений железных руд Г. Соколов выделяет три разновидности — скаполитовую, скарновую и водносиликатную. В скаполитовых месторождениях вкрапленные магнетитовые руды формируются до выделения гранатов и пироксенов. В скарновых месторождениях минералы железа накапливаются близко-одновременно с гранатами и пироксенами. В водносиликатных минеральных ассоциациях, таких, как актинолит, эпидот и другие, возникающих в процессе преобразования гранат-пироксеновых пород или самостоятельно, минералы железа формируются после обособления безводных известково-силикатных минералов.

Запасы железной руды скарновых месторождений достигают 600 млн. *t* при содержании железа от 35 до 50—54%. В качестве примеров кратко описываются месторождения горы Магнитной и Коршуновское.

Г о р а М а г н и т н а я. Это месторождение находится на восточном склоне южной части Уральского хребта. Оно приурочено к приконтактовой зоне сложной гранитоидной интрузии, прорвавшей осадочно-эффузивную толщу пород нижнего карбона, состоящую из известняков, порфиритов и их туфов (рис. 76). Соотношение между вмещающими слоистыми породами, изверженными породами и скарнами свидетельствует о длительном процессе глубинного магматизма, в конце концов завершившимся образованием скарнов. Вначале внедрились порфириты, затем диориты, вслед за ними микрограниты и кварцевые диориты. Все эти разновидности изверженных пород сопровождалась дайковыми сериями. После них имело место внедрение самостоятельной серии даек диабазов и лишь затем были сформированы гранат-пироксеновые скарны с магнетитом. Месторождение образовано двумя пластобразными залежами — Западной и Восточной, разбитых системой пострудных сбросов и пронизанных большим количеством дорудных даек.

К о р ш у н о в с к о е. Это месторождение входит в Ангаро-Илимскую группу и находится в бассейне р. Илима, правого притока р. Ангары. Район сложен комплексом осадочных пологозалегающих песчано-глинистых и карбонатных отложений нижнего палеозоя и туфогенно-осадочных пород верхнего палеозоя. Весь этот комплекс пород прорван интрузиями габбро-диабазов, диабазов и диабазовых порфиритов, относящихся к формации сибирских трапшов. Структура этого месторождения оригинальна. Оно локализовано в трубке взрыва, заполненной скарнированной взрывной брекчией туфогенных образований (рис. 77). Главными скарновыми минералами являются пироксен, в меньшей степени гранат.

Брекчированные породы вместе с пироксен-гранатовыми выделениями в сильной степени хлоритизированы, серпентинизированы, кальцитизированы, ороговикованы и содержат скопления магнетита и маггемита. Преобладающая масса руд представлена брекчиевидными и вкрапленными рудами; сплошные массивные и полосчатые руды имеют ограниченное распространение. Н. Павлов отмечает, что характерной особенностью геологии области распространения магномагнетитовых месторождений Сибирской платформы, к которым относится и Коршуновское месторождение, является присутствие в нижних горизонтах отложений палеозой-

ского чехла платформы галогенных фаций, включая пласты каменной соли. Эти месторождения возникли, по-видимому, после взаимодействия трапшовой магмы с галогенными фациями при активном транспортирующем участии хлора в процессе переноса ряда рудообразующих элементов, в том числе и железа.

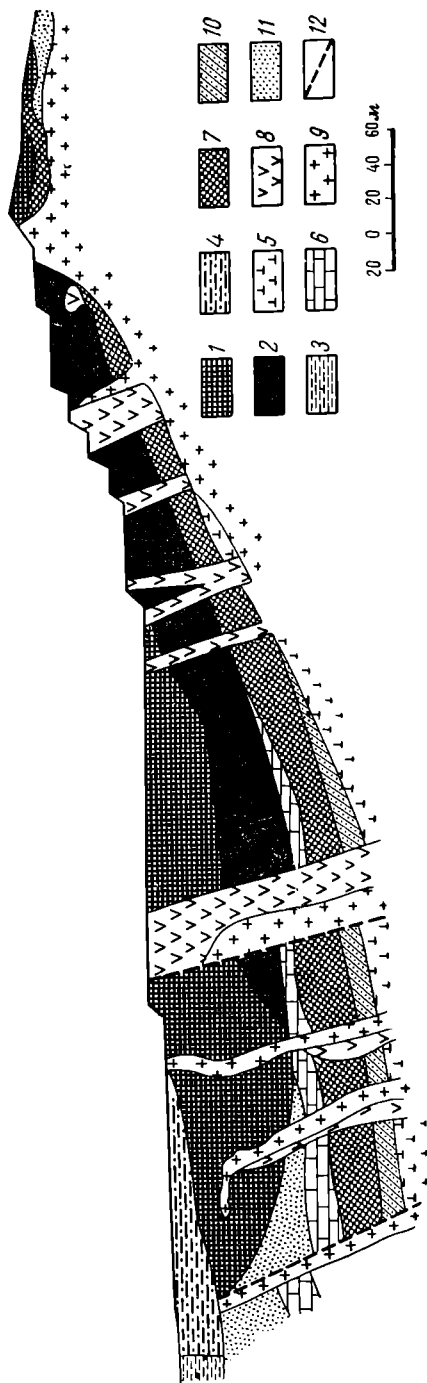


Рис. 76. Разрез по борту карьера горы Магнитной. По Г. Брауну и др.

1 — руды окисленные; 2 — скарны; 3 — граниты, микрограниты, кератофиры; 4 — диориты; 5 — известняки и мрамор; 6 — порфиры; 7 — руды безрудный; 8 — делювий рудный; 9 — атакиты; 10 — нефелины; 11 — нефелины; 12 — нефелины

Железо-кобальтовые месторождения. Комплексные скарновые месторождения железо-кобальтовых руд являются очень редкими. Среди них Г. Крутов выделяет скарны с мышьяковыми соединениями кобальта и скарны с кобальтсодержащим пиритом. К первой разновидности принадлежат месторождения Дашкесан в Азербайджане и Акджилга в Киргизии, а за границей Никель Плейт в Британской Колумбии. Ко второй разновидности относятся Высокогорское месторождение на Урале, Корнуэлл в Пенсильвании (США) и Гендерсонгрубе в Юго-Западной Африке. Эти месторождения обычно тяготеют к сложнодифференцированным интрузиям гранодиоритового состава с производными относительно кислого состава и повсеместными средними и основными дифференциатами (диориты, габбро, диабазы).

В составе вмещающих пород преобладает смешанный комплекс осадочных и эффузивно-осадочных пород с обязательным присутствием среди них карбонатных отложений. Кобальтсодержащий пирит обычно накапливается на ранней стадии скарнообразования одновременно с магнетитом. Мышьяковые соединения кобальта, наоборот, формируются на поздней стадии в ассоциации с сульфидами, карбонатами и кварцем. Главным кобальтовым минералом является кобальтит. Обычно вместе с ним обнаруживаются глаукоdot, ко-

бальтсодержащий арсениопирит, иногда скуттерудит, а также минералы ряда сафлорит-лёлленгит. Примером описываемых образований может служить Дашкесанское месторождение.

Д а ш к е с а н. Площадь этого месторождения сложена вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями средней и верхней

юры. Вулканогенные породы состоят из горизонтов лав порфиритового состава, перемежающихся с горизонтами их туфов и туфоконгломератов. Карбонатные породы сложены коралловыми известняками и глинистыми сланцами среднеюрского и верхнеюрского возраста. Комплекс этих отложений сложен в пологую синклиналиную складку, ядро которой прорвано серией пород гранодиоритовой магмы, сопровождающихся жильной фацией и более поздними дайками диабазовых и плагиоклазовых порфиритов. Пологие пластообразные залежи скарнов сформировались по контакту известняков и порфиритов или на продолжении выклинившегося

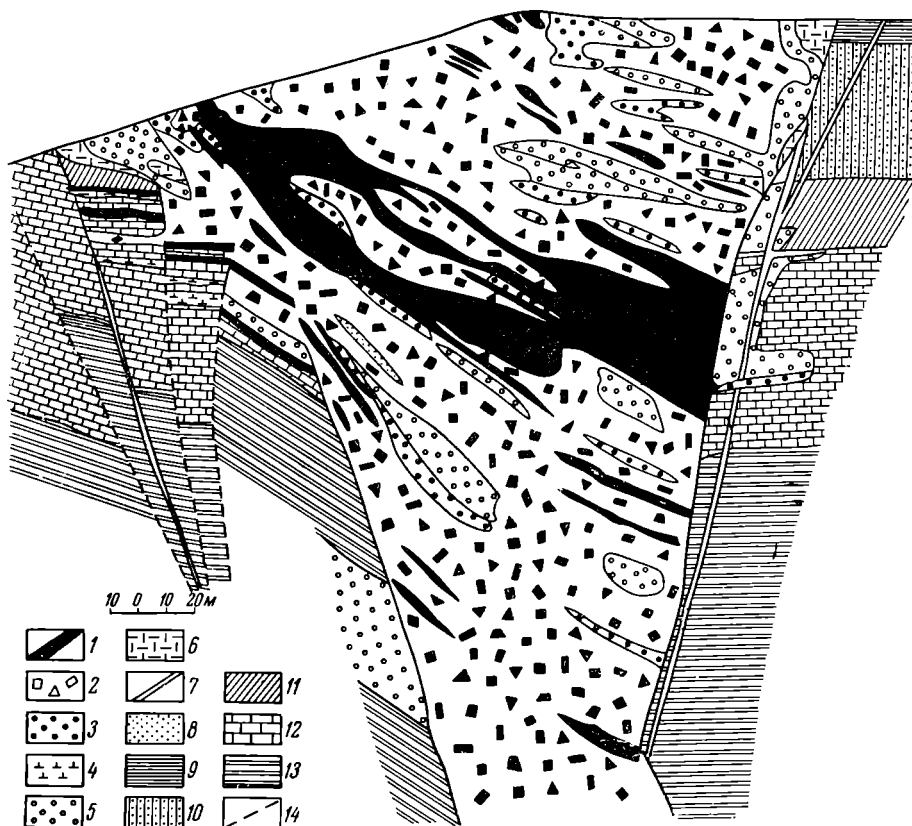


Рис. 77. Геологический разрез через центральную часть участка Рудная гора 2 Коршуповского месторождения. По Г. Брауну и др.

1 — руды магнетитовые, массивные метасоматические, почти сплошные; 2 — руды магнетитовые вкрапленные и брекчиевидные; 3 — скарны слабооруденные; 4 — породы серпентин-талк-нальцитовые; 5 — породы кальцит-пироксен-гранатовые, пироксен-хлорит-гранатовые и кальцит-гранат-хлоритовые; 6 — туфогенные песчаники, брекчии и конгломераты; 7 — траппы; 8 — породы кежемской свиты; 9 — породы братской свиты; 10 — породы мамырской свиты; 11 — породы переходной зоны; 12 — породы устькутской свиты; 13 — породы верхолеской свиты; 14 — тектонические нарушения

пласта известняков среди порфиритов. В их состав входят гранат, пироксен, магнетит и роговая обманка. Среди роговых обманок выделяется разновидность с повышенным содержанием хлора (до 7%), названная дашкесанитом. К более поздней генерации принадлежат эпидот, хлорит, цеолиты, кварц и карбонаты, с которыми ассоциируется кобальтин, арсенопирит, пирит, халькопирит, молибденит, борнит, сфалерит и галенит. Представление о взаимоотношении магнетитового и кобальтового оруденений дает рис. 78.

Медные месторождения. Медное оруденение в скарнах распространено довольно широко, но оно редко достигает тех значительных масшта-

бов, которые свойственны другим типам медных месторождений. В нашей стране среди скарновых месторождений меди могут быть отмечены Турьинские рудники на Урале, Чатыркуль и другие в Казахстане, Юлия и другие в Восточном Саяне. Из зарубежных выделяются Клифтон, Бисби, Мерисвил и другие в США, Кананеа, Санта-Евфалия и другие в Мексике, Банат в Югославии, а также месторождения Швеции, Финляндии, Перу, Боливии, Японии, Австралии и других стран.

Скарновые месторождения меди расположены в приконтактовой зоне гранодиоритов, плагиигранитов и плагисиеенитов, обычно среди известняков. В ряде районов они тесно ассоциированы с магнетитовыми рудами, образуя комплексные магнетито-медные скарновые месторождения. Главным породообразующим минералом является халькопирит, ассоциирующийся с пирротинном, пиритом, борнитом, сфалеритом и молибденитом.

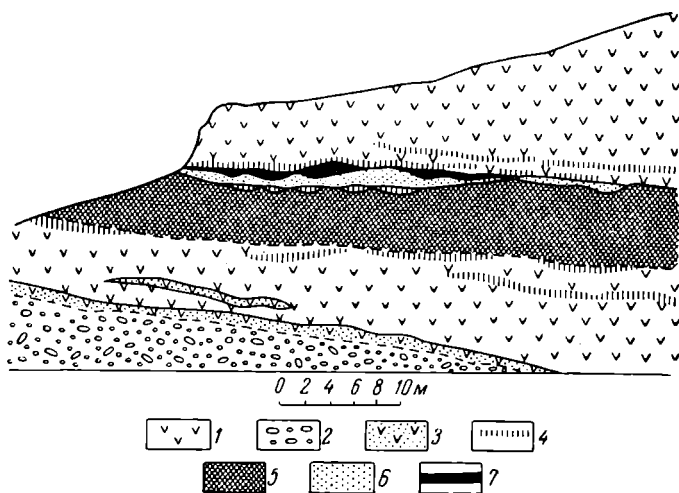


Рис. 78. Поперечный разрез скарновой залежи северо-восточного участка Дашкесанского месторождения. По Г. Крутову

1 — порфириды и туфы; 2 — туфоконгломераты; 3 — ороговикованные породы; 4 — дашкесанитовые породы; 5 — магнетитовая руда; 6 — сульфидное оруденение; 7 — скопления кобальтовой руды

При значительном развитии сфалерита или молибденита формируются комплексные медно-цинковые (Клифтон в США) или медно-молибденовые (Киялых Узень в Хакассии) месторождения. Обычно сульфидный комплекс формируется на поздней стадии образования скарнов в связи с их гидратным разложением. В качестве примеров скарновых месторождений меди ниже кратко описываются Турьинские рудники на Урале и Клифтон в штате Аризона в США.

Турьинские рудники. Эти месторождения входят в состав Ауэрбахо-Турьинского поля железных и медных руд в скарнах, находящегося в районе г. Краснотурьинска на Северном Урале. Оно образовано двумя группами месторождений, приуроченных к северо-восточному и юго-западному контактам центрального Ауэрбахского гранодиоритового интрузива. Этот интрузив и его сателлиты прорывают комплекс осадочно-вулканогенных пород, в состав которых входят измененные порфириды, их туфобрекчии, туфы, туффиты, туфопесчаники, туфосланцы, глинистые и кремнистые сланцы со свитами, прослоями и линзами известняков верхнего силура, нижнего и среднего девона общей мощностью около 3000 м. В группе медных месторождений, сосредоточенной в северо-восточной полосе рудного поля, насчитывается около 15 месторождений и отдельных рудных тел. Среди них наиболее значительны Фроловское, Никитинское, Ново-Фроловское, Николо-Подгорное и Вадимо-Александровское месторождения.

Фроловское месторождение является центральным в группе Турьинских медных рудников. Приурочено оно к контакту кварцевых диоритов с известняками среднего девона. Общее строение сильно извилистой поверхности контакта усложняется апофизами интрузива, дайками диоритового порфирита и тектоническими нарушениями. На глубине около 300 м толща известняков сменяется порфиритами. Пологопадающий контакт между ними примыкает к поверхности интрузива и создает условия для образования так называемых «донных» пластовых залежей скарнов (рис. 79). Скарны обладают вышеописанным зональным сложением.

Тела массивных медных руд образуются вследствие замещения внешней зоны салитовых скарнов в виде пластин, гнезд и труб непосредственно на контакте скарнов и известняков, следуя его весьма изменчивым очертаниям. В лежачем боку

месторождения, близ контакта скарнов с кварцевыми диоритами, а на верхних горизонтах непосредственно по нему проходит зона скалывания с вкрапленностью пирита и халькопирита на тех ее интервалах, где она сечет скарны. Главным рудообразующим минералом Турьинских рудников является халькопирит, ассоциирующийся с пиритом и с более редкими пирроотином, сфалеритом, галенитом, линнеитом, молибденитом, кубанитом, тетраэдритом, теннантитом, антимонитом, герсдорфитом, шмальтином, хлоантитом, полидимонитом, энаргитом, джемсонитом и фаматинитом; в комплексе с ними формировались хлорит, кальцит и кварц, замещающие более ранние гранато-пироксеновые породы.

К л и ф т о н (штат Аризона, США). На участке этого месторождения пологозалегающие кембрийские, девонские и каменноугольные известняки, известковые и кремнистые сланцы прорваны массивом кварцевого монцонита порфировой структуры. В области его контакта по известнякам сформировались скарны, в состав которых входят гранат, диопсид, основной плагиоклаз и эпидот (рис. 80). В скарнах находят скопления халькопирита в ассоциации с магнетитом, гематитизированным магнетитом и цинковой обманкой. Периферическая часть интрузива близ скарнов окварцована, серицитизирована и содержит вкрапленность пирита, халькопирита и сфалерита.

Платиновые месторождения. Скарновые месторождения платиноидов чрезвычайно редки. К ним принадлежат скарны северной части Бушвельдского комплекса Южной Африки (Зандслот, Ваалкоп, Цвартфорштейн и др.). В скарнах этих месторождений находятся такие минералы платины и палладия, как сперрилит, куперит и стибнопалладит (Г. Шнейдерхен).

Вольфрамовые месторождения. Эти месторождения образуют отчетливые провинции шеелитовых руд в скарнах. Таких провинций немного. Наиболее крупной среди них является Среднеазиатская провинция Совет-

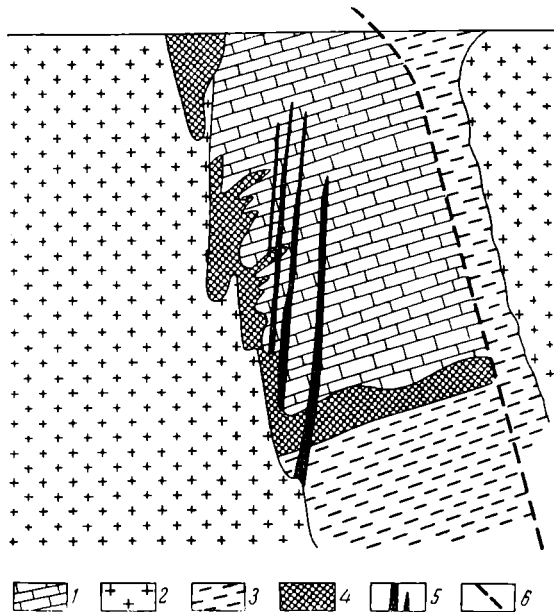


Рис. 79. Поперечный разрез скарновой залежи Фроловского рудника. По Я. Баклаеву

1 — известняки среднего девона; 2 — кварцевые диориты; 3 — эффузивные порфириты и их туфы; 4 — меленосные скарны; 5 — дайки диоритового порфирита; 6 — разлом

ского Союза. В нашей стране, кроме того, они известны на юге Красноярского края в Хакасии и на Южном Урале. Из зарубежных можно отметить пояс сравнительно не крупных месторождений, протягивающийся из Невады в Калифорнию (США), а также месторождения Китая, Северо-Восточной Бразилии, Боливии, Бирмы, Японии, Индонезии.

Шеелитоносные скарны обычно приурочены к контактам гранитоидных пород повышенной основности, обусловленной ассимиляцией прорываемых ими карбонатных пород (гранодиориты, монцититы, адамеллиты). Вмещающими породами, как правило, являются известняки, хотя известны крупные месторождения эндоскарнов. Для шеелитовых месторождений характерен пироксен-гранатовый состав скарнов с отсутствием или с резко ограниченным количеством магнетита и гематита. Вольфрам связан в форме шеелита, к которому необычайно редко и в очень малых дозах присоединяется вольфрамит. Иногда скарны поражаются более поздней сульфидной минерализацией. Как примеры, кратко характеризуются два месторождения Средней Азии: Лянгар и Чарух Дайрон.

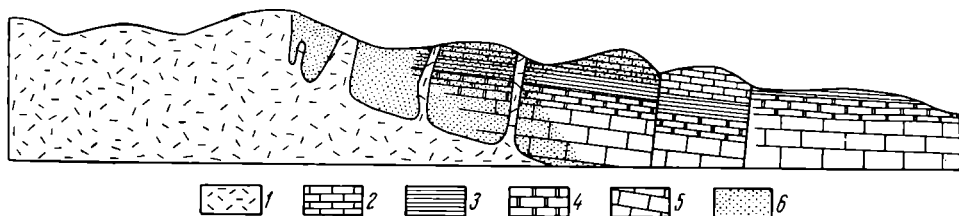


Рис. 80. Поперечный разрез скарнового месторождения меди Клифтон, Аризона, США.
По В. Линдгеру

1 — кварцевый монцитит-порфир; 2 — коралловые известняки карбона; 3 — сланцы девона; 4 — известняки девона; 5 — известняки с прослоями роговиков кембрия; 6 — меденосные скарны

Л я н г а р. Геологическую основу этого месторождения составляет мощная толща нижнепалеозойских сланцев и известняков, собранная в крупную антиклинальную складку, прорванную верхнепалеозойскими гранитоидами. Центральная часть последних сложена биотитовыми гранитами, периферическая — кварцевыми диоритами ассимиляционного происхождения, прорванными дайками и мелкими штоками аплитовидного гранита. Вследствие термального контактового воздействия гранитоидов сланцы превращены в роговики, а известняки в мраморы. При этом по ближайшему ореолу гранитоидов среди известняков возникла зона светлых известково-силикатных пород, состоящих в основном из пироксена, граната, везувиана, волластонита. Вслед за ними были сформированы пироксен-гранатовые скарны с шеелитом. В их состав, кроме перечисленных, входит около 70 других минералов, таких, как роговая обманка, полевой шпат, эпидот, кварц, кальцит, флюорит, а также различные сульфиды, самородные висмут и золото.

Главная масса шеелита накапливалась в виде выделений по незамещенному (остаточному) кальциту среди пироксен-гранатовых пород в период их гидратного разложения, соответствующего уралитизации пироксенов. Шеелитоносные скарны Лянгара образуют сложные по очертаниям залежи, морфология которых обусловлена извилистой поверхностью контакта гранитоидов с осадочными породами, слоистостью и тектонической трещиноватостью последних (рис. 81).

Ч а р у х Д а й р о н. Это месторождение интересно тем, что оно находится среди гранодиоритов на расстоянии в несколько километров от контакта с прорываемыми ими верхнепалеозойскими эффузивами. Шеелитоносные скарны образуют сложное жилообразное тело, вытянутое вдоль тектонического разлома среди адамеллитов. Они образованы вслед-

ствие метасоматического замещения последних. В поперечном сечении рудной залежи от ее оси к периферии выделяются следующие зоны (рис. 82):

1) скарны, преимущественно скаполит-гранатового состава с шеелитом и другими минералами (пироксен, амфибол, эпидот, альбит, хлорит, цеолиты, кварц, кальцит, барит, флюорит, магнетит, халькопирит, галенит и др.);

2) альбитизированный адамеллит, характеризующийся развитием патрового плагиоклаза по более основным плагиоклазам, по калиевому полевоому шпату и темноцветным минералам;

3) каолинизированный адамеллит, полевые шпаты которого в той или иной степени замещены каолином;

4) неизменный адамеллит с плагиоклазом андезинового состава, содержащий от 2 до 6 весовых процентов СаО. Все исследователи этого месторождения считают, что кальций, необходимый для формирования силикатов и шеелита, заимствовался из основных плагиоклазов при их замещении альбитом. Отложение шеелита происходило после образования силикатов скарнов при их уралитизации и эпидотизации.

Молибденовые месторождения.

Скарновые месторождения молибдена встречаются редко. Среди них выделяются молибденовые месторождения типа Азегура в Марокко или Янцзы-Чжанзы в Китае, а также комплексные шеелит-молибденито-

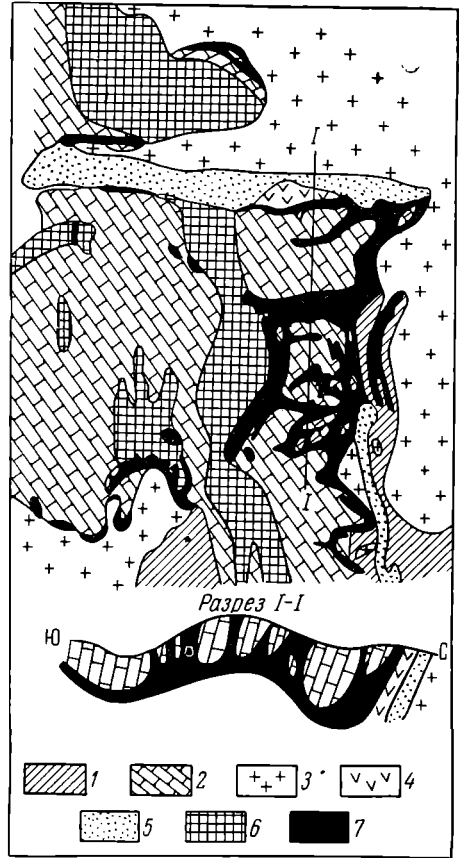


Рис. 81. Схема геологического строения центрального и северного участков скарнового месторождения Лянгар.
По Х. Абдуллаеву

1 — сланец; 2 — известняк; 3 — адамеллит; 4 — тоналит; 5 — гранит-аллит; 6 — известково-силикатный роговик; 7 — скарн

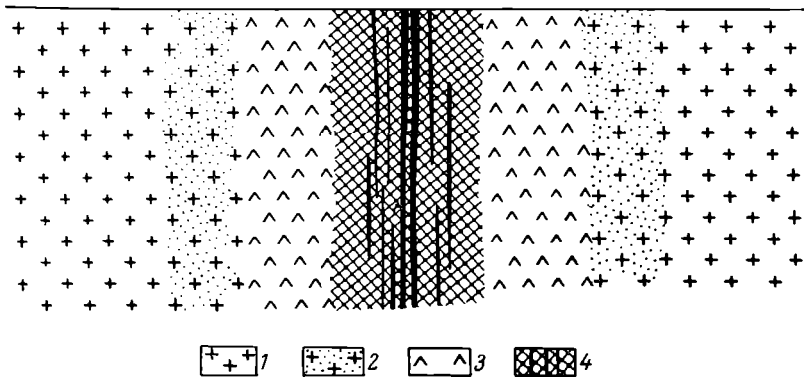


Рис. 82. Схема строения скарнового месторождения Чарух Дайрон в поперечном разрезе

1 — адамеллит; 2 — каолинизированный адамеллит; 3 — альбитизированный адамеллит; 4 — скарны

вые месторождения типа Тырны-Ауза на Кавказе. В отличие от шеелитовых скарновых месторождений, локализующихся близ умеренно кислых гранитоидов, скарновые месторождения молибденовых руд нередко ассоциированы с нормальными и даже крайне кислыми, лейкократовыми гранитами. Примером их может служить месторождение Тырны-Ауз.

Тырны-Ауз. Площадь месторождения сложена сильнометаморфизованными известняками, сланцами и песчаниками палеозоя и юры, собранными в систему широтных складок. Основу достаточно сложной геологической структуры Тырны-Ауза составляет антиклиналь, переходящая к югу в синклинальную складку. В их строении принимают участие две толщи пород — нижняя, сложенная палеозойскими мраморизованными известняками, и верхняя, состоящая из сланцев, превращенных на ранней стадии контактового метаморфизма в пироксеновые роговики. Известняки образуют ядро антиклинали и крылья синклинали, а перекрывающие их роговики формируют ядро синклинали и крылья антиклинальной складки. Складки осложнены продольными сбросами и прорваны массивом мезозойских гранитов, с которыми связывается образование месторождения.

После создания месторождения, в третичное время, внедрились штоки и дайки липаритов.

По контакту гранитов и известняков проходит тонкая скарновая оторочка. Главная масса скарнов приурочена к контакту роговиков и известняков. Следуя складчатой структуре месторождения, пластообразная залежь скарнов повторяет контуры антиклинальной складки, образует мощный раздвиг в ее шарнире и распространяется на крылья синклинали (рис. 83). С пироксен-гранатовыми скарнами тесно ассоциируется вольфрамовое оруденение, представленное шеелитом. Более позднее молибденовое оруденение связано с волной окварцевания, охватившей как скарны, так и часть площади роговиков. Молибденовое оруденение представлено молибденитом, а также молибдошеелитом, в котором шестивалентный молибден частично замещает вольфрам.

Свинцово-цинковые месторождения. Скарновые месторождения свинцово-цинковых руд довольно часто встречаются как в нашей стране, так и за рубежом. На территории СССР они известны на Дальнем Востоке в хребте Сихотэ-Алинь (группа Тетюхе), в Центральном Казахстане (Кызыл-Эспе, Аксоран и др.), в Средней Азии в горах Карамазар (Алтын-Топкан, Кансай и др.). Из зарубежных можно упомянуть месторождения Лоуренс, Нью-Йорк; Бангем, Юта; Центральное, Нью-Мексико; Косо, Калифорния и другие в США; Трепча в Югославии; Эль Потоси, Сан-Франциско, Парокия и другие в Мексике; Агилар в Аргентине; Тембушань, Сункушань и другие в Китае; Кампона в Японии; Аммаберг в Швеции.

Изверженные породы, с которыми связаны скарновые свинцово-цинковые месторождения, отличаются своим резко выраженным гипабиссальным обликом и порфировой структурой. Среди них распространены гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры. Вмещающие породы, как правило, сложены известняками. Главными рудными минералами являются галенит и сфалерит (обычно состава марматит). Они ассоциированы с кварцем, карбонатами, баритом и другими сульфидами, среди которых наиболее распространены пирротин, арсенопирит, халькопирит, пирит, а также блеклые руды, станнин, аргентит, висмутин и другие минералы. Вся эта ассоциация гидротермального парагенезиса формируется на заключительной стадии образования месторождений близко одновременно с гидратным разложением ранее выделившегося гранат-пироксенового минерального комплекса, в процессе которого развиваются роговые обманки, хлорит, эпидот, серицит, каолин.

В качестве примеров этих месторождений ниже приводятся краткие сведения о месторождениях Верхнем из группы Тетюхе на Дальнем

Востоке, об Алтын-Топканде в Средней Азии и о-ве Франклин в округе Нью-Джерси в США.

Верхнее. Это месторождение Дальнего Востока входит в группу Тетюхе. Оно интересно тем, что приурочено не к магматическому, а к тектоническому контакту между триасовыми известняками и надвинутыми на них до формирования скарноворудной залежи верхнемеловыми кварцевыми порфирами. Рудная залежь на верхних горизонтах состоит из трех

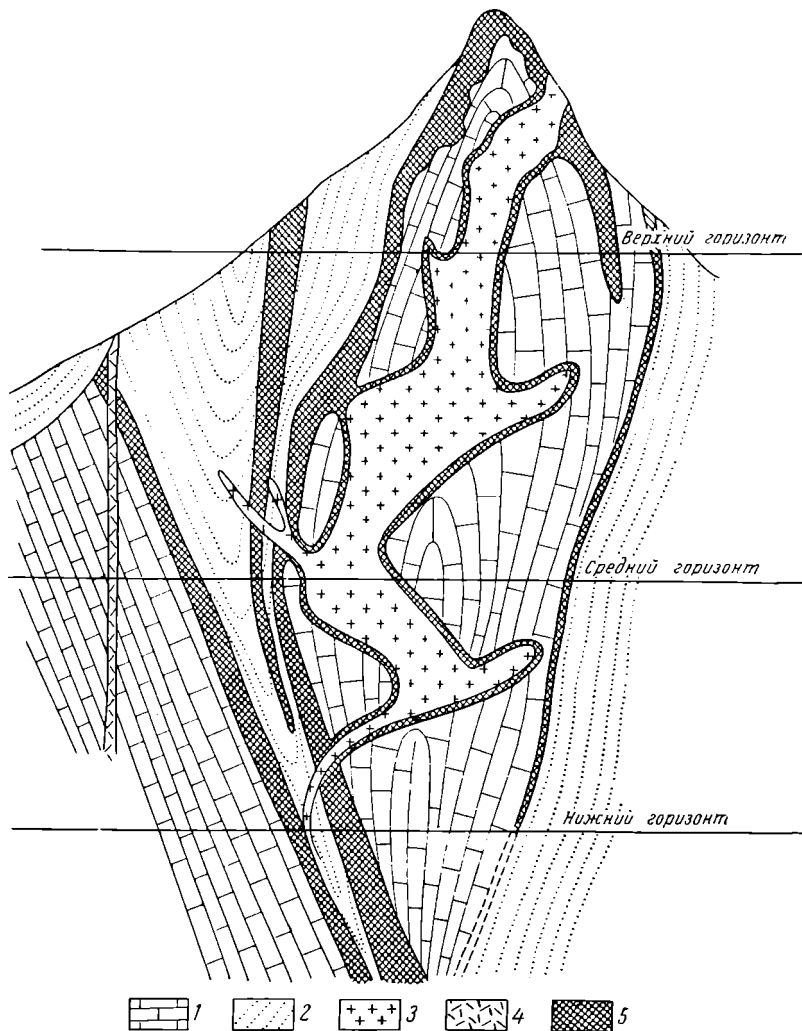


Рис. 83. Схематический поперечный разрез скарнового месторождения Тырны-Ауз. По А. Пэку (в интерпретации автора)

1 — мраморизованные известняки; 2 — биотитовые роговики; 3 — лейкократовые гранитоиды; 4 — липариты; 5 — скарны

ветвящихся труб, книзу сливающихся в одно мощное трубообразное тело, с отходящими от него апофизами (рис. 84). Руда сложена мангангеденбергитом, аксинитом, гранатом, ильваитом, эпидотом, цоизитом, кварцем, кальцитом и рудными минералами, среди которых главными являются сфалерит, галенит, пирротин, халькопирит, а второстепенными — арсенипирит, пирит, марказит, магнетит. Для руд этого месторождения характерны крупные пустоты «продушины», обранные споровидными агрегатами геденбергита и инкрустированные корками и кристаллическими щетками рудообразующих минералов.

А л т ы н - Т о п к а н. Это месторождение приурочено к длительно развивавшейся зоне тектонического разлома между гранитоидами верхнего палеозоя и карбонатными породами верхнедевонского — нижнекаменноугольного возраста. Вдоль этой зоны внедрилась серия штоков и даек состава гранодиорит-порфира, затем гранит-порфира и, наконец, диабазового порфирита, вслед за которыми сформировались скарново-рудные залежи. Последние имеют форму сложных ветвящихся трубовидных тел, располагающихся вдоль контакта изверженных и карбонатных пород, а также внутри последних (рис. 85). Руда состоит из гранат-пироксенового скарна ранней генерации, преобразованного позднее в кварц-эпидотовую и кварц-эпидот-хлоритовую породу с сульфидами. Среди последних главными являются пирит, сфалерит, галенит и халькопирит; реже встречаются тетраэдрит, гематит и магнетит.

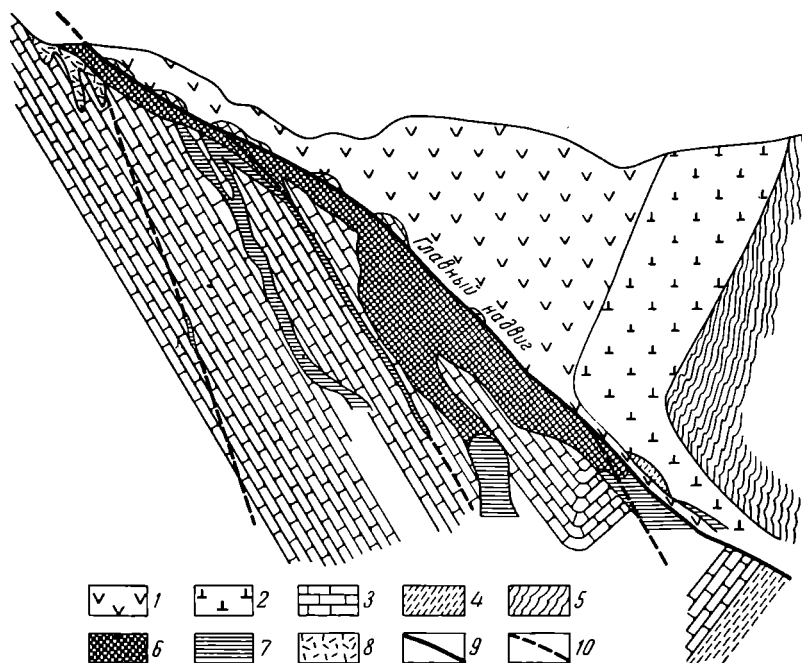


Рис. 84. Схематический поперечный разрез скарнового месторождения Верхнее. По И. Томсону и Н. Мозговой

1 — кварцевые порфиры; 2 — андзиты; 3 — известняки; 4 — сланцы и песчаники; 5 — кремнистые сланцы; 6 — скарны; 7 — проекция скарпов; 8 — окисленная цинковая руда; 9 — разлом; 10 — предполагаемые разломы

Ф р а н к л и н. Месторождение о-ва Франклин (Нью-Джерси, США) так же, как и соседнее с ним сходное месторождение Стерлинг, залегает среди мраморизованных известняков древней докембрийской, сильнометаморфизованной и интенсивно дислоцированной толщи пород. Сложные пластообразные рудные тела повторяют изгибы сильно смятых вмещающих пород. Руды этих месторождений в основном цинковые. Они отличаются своеобразным минеральным составом. Цинковые минералы представлены в них франклинитом (комплексный окисел железа, марганца и цинка), виллемитом (силикат цинка) и цинкитом (окисел цинка) и лишь в незначительной степени сфалеритом, находящимся в ассоциации с пироксеном, гранатом, цинксодержащим амфиболом, тефроитом, родонитом, сканполитом, шпинелью, апатитом, флюоритом, арсенопиритом, халькопиритом и галенитом. Некоторые геологи предполагают, что такие оригинальные особенности минерального состава руд этих месторождений обусловлены древним окислением ранее существовавшей суль-

фидной массы с последующим региональным метаморфизмом окисленных руд.

Золотые месторождения. Скарновые месторождения золотых руд до сих пор не играли существенной роли в балансе добычи этого металла ни в СССР, ни в мире. Большинство известных месторождений этого типа незначительны по их размерам. В Советском Союзе к ним принадлежат Ольховское, Осиповское, Чиббик в Красноярском крае, Акташ в Северной Киргизии и некоторые другие. За границей могут быть указаны месторождения Кейбл, Элхорн, Спринг Хилл в Монтане, Оуреи в Колорадо (США), Санта Фе в Мексике. Месторождение Ми-нас Жераес в Бразилии содержит палладистое золото. В Японии, в районе Суйап (Чозен) известно довольно крупное месторождение золотых, медных и висмутовых руд в магнетитовых скарнах с людвигитом и котицитом. Обычно же эти месторождения относятся к нормальным известковым скарнам гранат-пироксенового состава, с наложенным на них гидратным преобразованием, сопровождавшимся выделением сульфидов, в том числе золотосодержащих. Золото чаще всего связано с пиритом.

Оловянные месторождения. Оловоносные скарны относятся к категории редких месторождений. К ним принадлежит Питкяранта в Карелии, мелкие месторождения Забайкалья и Кавказа. Они известны в Рудных горах ГДР, в Тоскане в Италии, на юго-западе Африки, в Сьюарде на Аляске; наиболее значительные оловянные месторождения в скарнах находятся в Параке, Малайя.

П и т к я р а н т а. Это месторождение приурочено к сложной складчатой структуре, в пределах которой купола архейских гранито-гнейсов обрамляются известняково-сланцевой толщей нижнего протерозоя. В строении этой толщи общей мощностью от 100 до 300 м принимают участие слюдяные сланцы, роговообманковые сланцы и амфиболиты с тремя горизонтами известняков: нижним (2—14 м), средним (2—8 м) и верхним (5—15 м).

Архейские и протерозойские породы прорваны массивом протерозойских гранитов рапакиви, контакт которых пересекает несколько раз пласты известняков, собранные в сложный пучок складок. В связи с этим на площади месторождения известно несколько залежей скарнов, приуроченных к месту пересечения известняковых горизонтов гранитами, обычно осложненных трещинными деформациями. Они образуют пластообразные

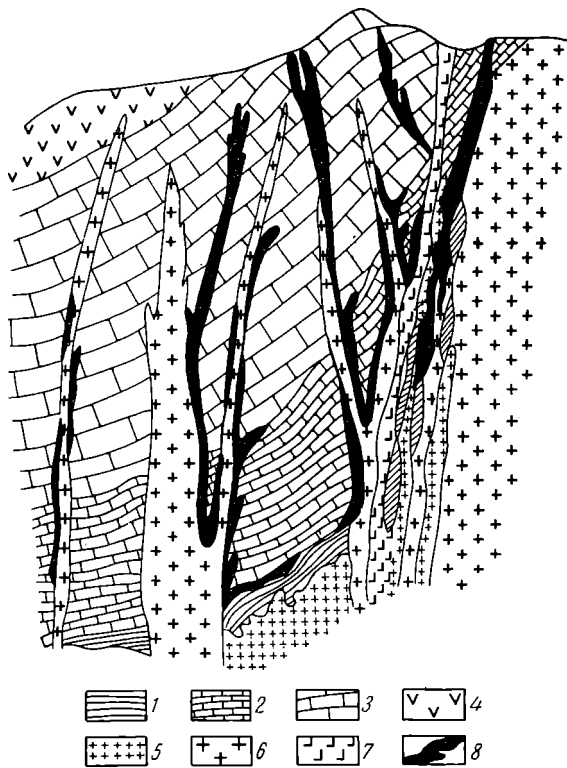


Рис. 85. Схематический поперечный разрез скарнового месторождения Алтып-Тонкан. По А. Амираланову

1 — эффузивно-осадочные породы; 2 — доломиты; 3 — известняки; 4 — тuffs; 5 — гранодиориты; 6 — гранодиорит-порфиры; 7 — гранит-порфиры; 8 — скарново-рудные тела

залежи, линзы и штокверковые зоны. В составе скарнов выделяются три генерации минералов: 1) известково-силикатная группа, в состав которой входит диопсид, гранат, везувиан-гумит, норбергит, хондродит; 2) более поздняя группа гидратного метасоматоза, состоящая из слюд, амфиболов, хлорита, эпидота, серпентина, флюорита, кальцита; 3) ассоциация сульфидов и связанных с ними минералов, среди которых известны пирит, пирротин, халькопирит, молибденит, арсенопирит, сфалерит, галенит, висмутин, блеклые руды, серебро, висмут, касситерит, гематит, магнетит, шеелит, флюорит, кальцит, кварц.

Оловянное оруденение концентрируется на некоторых участках скарнов вблизи крупных разломов. Касситерит образует скопления среди зон дробления в диопсидовых скарнах, проникая в линзы магнетита, серпентинизированных мраморов и в гранито-гнейсы. Он сопровождается шеелитом, сфалеритом, апатитом и флюоритом. Кроме того, известны участки со скоплениями магнетитовых, халькопиритовых, сфалеритовых и смешанных руд.

Генезис Питкьяранты трактуется по-разному. Часть исследователей рассматривает это месторождение как сложное, начавшееся формироваться в связи с интрузией древних гранитов, превращенных затем в гранито-гнейсы, и закончившее свое развитие при внедрении рапакиви (А. Даминова и др.). Другие геологи связывают генезис Питкьяранты с процессом древней гранитизации (Н. Судовиков). Наконец, третья группа исследователей полагает, что руды этого месторождения возникли исключительно под воздействием интрузии рапакиви (Т. Билибина, Ю. Богданов).

Бериллиевые месторождения. В скарновых залежах бериллий обособляется в гельвине $Mn_8 [BeSiO_4]S_2$, даналите $Fe_8 [BeSiO_4]_6 S_2$, хризоберилле $BeAl_2O_4$, фенаките $Be_2 [SiO_4]$ и берилле $Be_3Al_2 [Si_6O_{18}]$. Эти минералы известны среди гранат-магнетитовых и пироксен-гранат-шеелитовых скарнов в виде гнезд и скоплений неправильной формы. Так выглядит месторождение Айрон Моунтин в США, с запасами бериллия в 30 тыс. т при его содержании 0,4%. Бериллиевая минерализация известна также в скарнах Гортеколлена в Норвегии.

Скарновые месторождения с коппитом $(Na, Ca, Ce)_2 (Nb, Ti)_2 O_6 (F, OH)$, представляющие интерес для добычи ниобиевой руды, известны в Кайзерштуле и Шеллингене в ФРГ.

Урановые месторождения. Промышленные скопления урановой руды в скарнах чрезвычайно редки. Примером их может служить месторождение Мери Кетлин в северо-западном Квинсленде, в Австралии.

Мери Кетлин. Район месторождения сложен нижнепротерозойскими метаморфическими породами серии Корелла Бедс, образующими синклиналильную складку, разбитую частыми и крупными сбросами.

В состав этой серии входят кварциты, эффузивы основного состава, гранулиты и известковистые гранулиты. Они прорваны гранито-гнейсами, гранитами, порфиритами и дайками долеритов. Скарны образовались в пачке известковистых гранулитов в связи с гранитной интрузией (рис. 86). В их состав входят диопсид, гранат (андрадит, альмандин), скаполит, микроклин и альбит. Рудная минерализация контролируется системой тектонических трещин среди скарнов. Оруденение представлено массивными сульфидными скоплениями, состоящими из пирита, пирротина, халькопирита, содержащими вкрапленность молибденита, галенита, уранинита, ортита и апатита.

Борные месторождения. Месторождения бора в скарнах приурочены исключительно к их магнезиальным разновидностям. К ним принадлежат некоторые скарновые месторождения Чехословакии, Румынии, СССР, Болгарии, США, Франции, Перу, Малайи.

Вмещающими породами этих месторождений во всех случаях являются существенно магнезиальные карбонатные породы, обычно доломиты, реже магнезиты, иногда известковистые доломиты, перемежающиеся

с пачками пород иного состава осадочного или вулканогенно-осадочного происхождения. Изверженные породы, в контакте с которыми формируются бороносные скарны, довольно разнообразны. Среди них преобладают гранодиориты и граниты, встречаются кварцевые порфиры, диориты, реже — сиениты и монцититы, а в единичных случаях отмечены габбро, габбро-пироксениты и пироксениты. В их краевых частях нередко находятся породы повышенной щелочности.

Линзообразные, пластообразные и иной более сложной формы залежи бороносных магнезиальных скарнов имеют зональное строение. Состав и

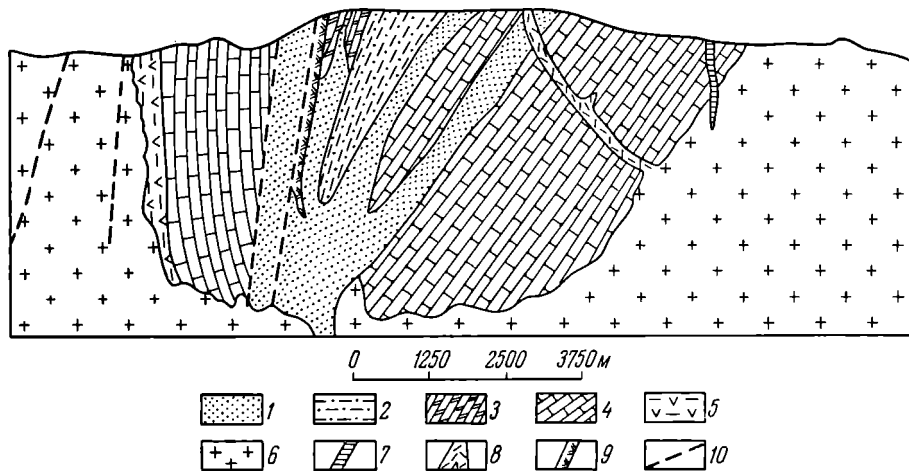


Рис. 86. Поперечный разрез скарнового месторождения Мери Кетлин. По Р. Мачесону и Р. Серлю

1 — гранатовые скарны; 2 — кварциты; 3 — скаполит-диопсидовые гранулиты; 4 — диопсид-скаполитовые гранулиты; 5 — гранулиты, кварциты и основные породы; 6 — граниты; 7 — долеритовая дайка; 8 — дайка порфиров; 9 — дайка диоритов; 10 — разломы

последовательность в размещении скарновых зон зависит от состава интрузивов и глубины формирования месторождений. Первоначальная метасоматическая зональность осложняется при наложении на нее продуктов последующей минерализации, с которой связывается борное оруденение, в некоторых случаях ассоциированное с сульфидами, иногда без них. При этом бораты, как правило, сосредоточиваются в зонах шпинель-пироксенового и кальцифирового состава. Иногда магнезиальные скарны вместе с боратами в той или иной степени замещаются минеральными комплексами известковых скарнов.

По составу борных минералов и особенностям их локализации в магнезиальных скарнах Л. Шабьин выделяет четыре типа месторождений: котойтовый, людвигитовый, суанитовый и флюоборатовый.

В месторождениях первого типа борная минерализация связана с коптоитом $Mg_3[VO_3]_2$; железная руда в них отсутствует.

В месторождениях второго типа ведущим борным минералом является людвигит $(Mg, Fe)_2 Fe[VO_3]O_2$, обычно находящийся в тесной ассоциации с магнетитом.

В месторождениях третьего типа бор входит в состав суанита $Mg_2[V_2O_5]$, обычно существенно замещенного ссайбелитом (ашаритом) $Mg[VO_2](OH)$.

В месторождениях четвертого типа бор локализован в флюоборите $Mg_3[VO_3][F, OH]_3$.

Примером этих месторождений может служить ниже кратко описанное месторождение в Сибири.

Сибирское месторождение сложено архейскими метаморфическими породами, разделяющимися на три горизонта. Подрудный горизонт

слагают роговообманковые, роговообманко-биотитовые, диопсид-амфиболовые гнейсы и сланцы.

Продуктивный горизонт со скарнами состоит существенно из доломитовых пород (кальцифиров и мраморов), перемежающихся с диопсид-роговообманковыми, силлиманит-биотитовыми, биотит-графитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами.

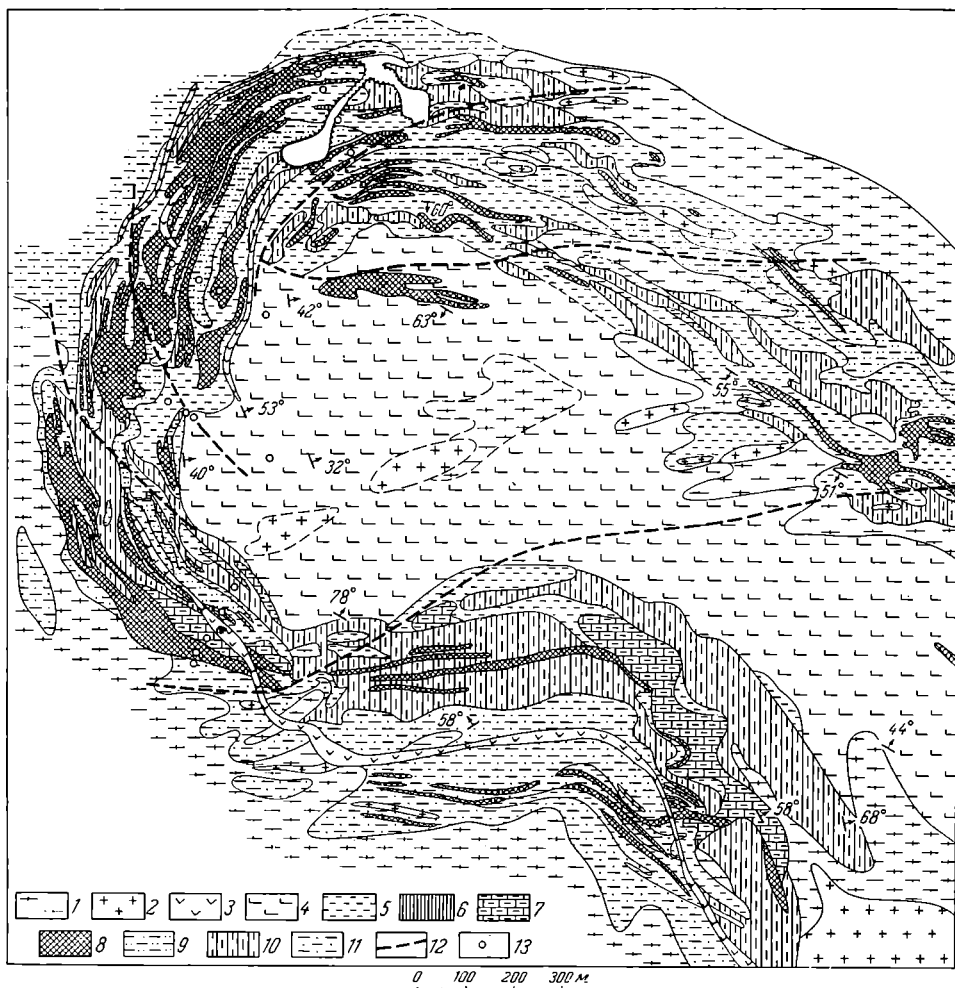


Рис. 87. Схема геологического строения Сибирского месторождения. По А. Пузареву

1 — мигматиты архейских метаморфических пород; 2 — граниты — аляскинтовые и биотит-диопсидовые, гранит-пегматиты и пегматиты; 3 — верхнеюрские сиенит-порфиры; 4 — кварциты и парагнейсы силлиманитовые, биотит-силлиманитовые с турмалином и корднеритом; 5 — диопсидовые, диопсид-флогопитовые, серпентиновые (апофорстеритовые) и флогопитовые магнезиальные скарны; 6 — полевошпатовые сланцы с диопсидом, флогопитом, роговой обманкой, турмалином, местами с кварцем (околоскарновые породы); 7 — кальцифиров и доломитовые мраморы; 8 — магнетитовые руды — массивные, полосчатые, вкрапленные; 9 — гнейсы силлиманитовые, силлиманит-биотитовые, биотит-графитовые, биотит-турмалиновые и др.; 10 — гнейсы биотит-амфиболовые, амфибол-пироксеновые; 11 — пироксеновые, пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы; 12 — линии тектонических нарушений; 13 — буровые скважины

Надрудный горизонт образуют силлиманитовые, силлиманит-турмалиновые и турмалиновые кварциты, роговообманко-диопсид-плагиоклазовые кристаллические сланцы и биотит-роговообманковые гнейсы.

Весь этот комплекс пород собран в синклинальную складку, ось которой полого погружается к юго-востоку. Древняя складчатая структура прорвана молодыми верхнеюрскими сиенит-порфирами, гранитами и гранит-пегматитами (рис. 87). Скарны сформировались по линзам доломитов

на их контакте с силикатными породами — кварцитами, гнейсами, кристаллическими сланцами и гранитоидами. Они имеют обычно следующее зональное сложение (от доломитов к силикатным породам: 1) доломитовый мрамор (или кальцифир), 2) оливиновый скарн (\pm шпинель, диопсид, флогопит), отчасти замещенный клиноцоизитом или серпентином, 3) диопсидовый или пироксеновый скарн (\pm шпинель, флогопит, паргасит), 4) флогопитовый скарн (\pm пироксен), 5) роговообманковый скарн, 6) околоскарновая порода пироксен-полевошпатового или пироксен-скаполитового состава, 7) гранит, гнейсы, сланец. В скарнах сибирского месторождения сконцентрированы значительные массы магнетитовой руды, образующие тела пластообразной и линзовидной формы. Часть этих залежей относится к комплексным борно-железным рудам. Ведущий первичный борат людвицит и развивающиеся по нему вторичные минералы входят в ассоциацию с магнетитом, оливином и флогопитом.

Одни исследователи (Д. Коржинский, Л. Шабынин) относят железорудные борсодержащие месторождения к скарновым контактово-метасоматическим образованиям. Другие геологи (Л. Пустовалов, Д. Сердюченко и др.) настаивают на том, что рудные тела этих месторождений образованы в результате регионального метаморфизма богатых железом, а местами и бором осадков, метасоматические же процессы лишь в некоторых участках обусловили местное переотложение железа и бора.

Прочие месторождения. Из нерудных полезных ископаемых в скарнах известны месторождения графита, хризотил-асбеста и талька.

Скопления графита в скарнах обычно представляют собой продукты термического преобразования органического и битуминозного веществ. Кроме того, согласно П. Татаринovu, при диссоциации известняков в зоне контакта выделяется в значительном количестве углекислота, которая, реагируя с водородом, выносимым из магмы, дает воду и углерод, кристаллизующийся в виде чешуек, встречающихся в скарнах. Иногда графит образует значительные скопления, приобретающие промышленные значения, например, в Нуратинском хребте Средней Азии или в Мэдоке в Канаде.

Месторождения хризотил-асбеста и талька развиваются в контактовых ореолах гранитоидных интрузий среди доломитов, иногда образую промышленные месторождения минерального сырья. Хризотил-асбестовые месторождения такого генезиса известны в Западной Сибири, в Аризоне (США), Трансваале (Африка), а тальковые в Оюте (Восточный Саян), Мэдоке (Канада) и в Диллоне (Монтана, США).

Кроме того, известны скарновые месторождения бария в виде скоплений виверита BaCO_3 , например, в Эль Порталь в Калифорнии, а также пьезокварца на Дальнем Востоке.

В контактовых роговиках, образованных за счет богатых глиноземом глинистых сланцев или кислых эффузивов, могут возникнуть скопления простых минералов глинозема. Среди них выделяются месторождения андалузита $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$, формирующиеся при отсутствии значительных тектонических напряжений, а также силлиманита $\text{Al}[\text{AlSiO}_5]$ и кинита $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$, образующиеся в обстановке значительных тектонических напряжений. Привнос щелочей вызывает образование люды, а иногда корунда, в том числе рубина и сапфира (Восточный Афганистан). Иногда при этих условиях формируются скопления лазурита, известные, например, в Сера-и-Саиге на Гиндукуше, в Восточном Афганистане. Присутствие во вмещающих породах магнезия может привести к образованию молекул энстатита, которые, реагируя с андалузитовыми молекулами, образуют кордиерит. В результате возникают слюдяные, андалузитовые, кордиеритовые, силлиманитовые и другие роговики. Представителями их могут служить андалузит-корундовые роговики месторождения Семиз Бугу в Казахстане, андалузитовые роговики Северного Кавказа, Закавказья, Уайт Маунтин в Калифорнии, США и др.

Скарны и руды. Комплексы ценных минералов обычно выделяются в один из моментов длительной истории формирования скарнов. В связи с этим по характеру взаимоотношения оруденения со всеми остальными ассоциациями X. Абдуллаевым выделяются три типа скарновых месторождений.

Тип одновременного оруденения, характеризующийся накоплением ценных минералов в период образования пироксен-гранатовой ассоциации. К нему принадлежит часть магнетитовых, боратовых и графитовых месторождений. В этом случае контуры рудных тел совпадают или являются близкими с контурами залежей скарнов.

Тип сопутствующего оруденения, когда отложение ценных минералов непосредственно сменяет формирование известково-силикатных минеральных комплексов. К нему относятся некоторые магнетитовые и вольфрамовые месторождения. При этих условиях рудные тела могут занимать лишь часть объема скарнированных пород.

Тип наложенного оруденения, когда накопление ценных минералов связано с более поздней стадией, продукты которой отчетливо накладываются на известково-силикатную минеральную ассоциацию. К нему принадлежит большинство месторождений кобальта, меди, молибдена, свинца, цинка, золота, олова, урана, а также часть месторождений вольфрама в скарнах. Скарны для таких месторождений выступают в существенной степени как вмещающие породы. Контуры рудных тел при этом не совпадают с очертаниями скарновых залежей, перекрывают лишь часть последних, часто выходя в породы, вмещающие скарны.

По мере перехода от первого к третьему типу рудоносности скарнов возрастает роль петрографического контроля оруденения, выражающегося в развитии скопления ценных минералов по определенным зонам ранее образованных скарнов, и особенно увеличивается значение в локализации оруденения различных тектонических деформаций, открывающих пути для сопутствующей и накладывающейся минерализации.

Е. Карпова и А. Ивашенцев отмечают наличие следующей связи между составом главных скарнообразующих минералов и оруденением. С гранатами андрадитового состава чаще встречается железное и полиметаллическое оруденение, а также железо-кобальтовое и, возможно, бериллиевое. С гранатами андрадит-гроссулярового состава преимущественно находится медное и частью вольфрамовое оруденение. С гранатами, в составе которых преобладает молекула гроссуляра, связана главная масса вольфрамового оруденения. При этом отмечено, что все виды оруденения в скарнах, кроме магнетитового, находятся по преимуществу в связи с анизотропными (аномальными) гранатами. Железистые разновидности пироксенов с высоким содержанием геденбергитовой молекулы характерны для магнетитовых скарнов. Высокая марганцовистость пироксена, принадлежащего к мангангеденбергиту, благоприятна для нахождения скарнов с полиметаллической рудой. Широкое проявление гидратного преобразования ранних генераций скарнообразующих минералов с формированием роговых обманок, хлорита, эпидота обычно связано с накоплением в скарнах руд кобальта, меди, молибдена, свинца, цинка, золота, олова, урана, отчасти железа и вольфрама.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Скарновые месторождения формируются в результате комбинированного действия тепла интрузий и горячих минерализованных газодных растворов.

Обзор исследования температуры внутри и вблизи интрузий приведен у Т. Ловринга (1958 г.). Наиболее обстоятельный анализ развития температурных полей вокруг остывающего интрузива произвел Д. Казанли. Исходя из начальной температуры расплава 1300°, скрытой теплоты

плавления гранита 60 кал , теплопроводности $4 \cdot 10^{-3}$, теплоемкости $0,3$ и линейного распределения температур, автор вывел кривые и уравнения температуры прогретых пород в зависимости от размеров интрузий, расстояния от их контактов и времени. Из этих графиков, в частности, следует, что вмещающие породы приконтактной зоны значительных интрузивов на расстоянии до 200 м за 1000 лет прогреваются до 250° , а за 50 тыс. лет — до 600° С . Как справедливо отмечает Ф. Шипулин, прогрев, вероятно, осуществляется быстрее, так как расчеты не учитывают влияния термодиффузионных и диффузионных потоков тепла.

На заре исследования скарнов полагали, что они являются продуктом непосредственного воздействия раскаленных магматических расплавов на окружающие породы. Позднее повсеместно было установлено, что скарны развиваются не только в породах, прилегающих к интрузивам, но и в них самих, замещая периферические участки изверженных пород. Стало ясно, что они формируются в приконтактных зонах в значительной степени или полностью раскристаллизованных массивов. Воздействие таких массивов на окружающие породы двойственное. С одной стороны, они прогревают эти породы, производя их перекристаллизацию. В результате вокруг интрузивов возникают более или менее непрерывные ореолы пород, претерпевших термальный метаморфизм. При этом за счет сланцев возникают разного рода контактовые роговики, по песчаникам — кварциты, по известнякам — мраморы. С другой стороны, при выделении летучих соединений со стороны интрузива или его глубинных частей происходят метасоматические процессы с образованием в пределах этого ореола локальных скарновых тел, положение которых контролируется тектоническими деформациями, а общее протяжение их составляет не более десятой части периметра интрузива. Соотношение между продуктами термального и метасоматического метаморфизма в ореолах интрузий сводится к следующему.

1. Термально метаморфизованные породы формируются в основном при перекристаллизации без существенного привноса новых веществ, а метасоматические породы (скарны) образуются вследствие воздействия на вмещающие породы привносимых химических соединений.

2. Термально метаморфизованные породы формируются на ранних стадиях внедрения и застывания интрузивов, образуя непрерывный их ореол, а скарны создаются позднее в виде локальных залежей.

3. Термально метаморфизованные породы возникают при остывании интрузивов на любой глубине и при любых давлениях, а скарны могут появиться лишь на сравнительно небольшой глубине, где внутреннее давление, развиваемое летучими соединениями остывающего интрузива, в состоянии преодолеть внешнее давление налегающих на него пород.

Почти все исследователи отмечают приуроченность скарнов к гипабиссальным интрузивам и отсутствие их в связи с абиссальными изверженными породами. Глубина формирования интрузий в районе Осло, по В. Гольдшмидту, не превышает 1500 м . По В. Линдгрену, интрузии и скарновые месторождения Нью-Мексико формировались на глубине $650—1000 \text{ м}$ и лишь весьма редко до 2500 м ; известны случаи образования скарнов на глубине 300 м . По Е. Карповой и А. Ивашенцеву, большинство скарнообразующих интрузий Средней Азии застывало на глубине $1000—2000 \text{ м}$. Скарновые месторождения Северного и Среднего Урала, по данным Л. Овчинникова, формировались на глубине $1200—1500 \text{ м}$. Петрологические исследования скарнов Турьинского месторождения, выполненные Д. Коржинским, также показали, что разложение амфиболов с образованием ассоциации талька с кальцитом может быть связано исключительно с малой глубиной их формирования.

Большинство скарновых месторождений формировалось в широком интервале температур при их скачкообразном снижении от начала до конца процесса. П. Пилипенко на основе анализа минеральных парагенезисов

считает, что скарны образуются в рамках температуры от 1200 до 250° С. Однако большинство исследователей полагает, что начальная температура скарнообразования была ниже и не превышала 800° С, а конечная температура могла опускаться до минимальной гидротермальной 100—50° С.

Опорные данные для температурной градуировки процесса скарнообразования сводятся к следующему. Эксперименты В. Соловьева и Х. Мервина по нагреву гранатов ограничивают верхнюю температуру их выделения в 750—850° С, при которой двупреломляющие гранаты, свойственные скарнам, трансформируются в изотропные.

А. Заварицкий приводит данные Штирнемана об экспериментальном образовании магнетита при температуре 550°, а пластинчатого гематита при 320°. В скарнах некоторых месторождений, например: Лянгара в Средней Азии, Питкяранты в Карелии известен самородный висмут, формирующийся при температуре ниже 270°. Исследование газово-жидких включений в минералах скарнов по способу их гомогенизации при нагревании свидетельствует о выделении этих минералов при температурах приблизительно от 510 до 70° С (см. рис. 23).

Существуют две главные гипотезы об образовании скарнов и скарновых месторождений: инфильтрационно-диффузионная, развиваемая Д. Коржинским и его последователями, и стадийная, наиболее глубоко изученная П. Пилипенко.

Инфильтрационно-диффузионная гипотеза Д. Коржинского. Вначале, при изучении скарнов Турьинских медных рудников на Урале, Д. Коржинский для объяснения условий формирования скарновых залежей выдвинул идею б и м е т а с о м а т о з а, которая заключается в следующем. По обе стороны разогретого контакта силикатных пород — гранитоидов и карбонатных пород — известняков, в горячем водном растворе, пропитывающем эти породы, возникает резко неравновесная химическая система. С одной ее стороны в растворе будут находиться элементы, свойственные карбонатной среде, а с другой — силикатным породам. В связи с этим должно происходить выравнивание состава раствора с встречным диффузионным оттоком элементов из области их высокой концентрации в зону пониженной концентрации. На фронте такого диффузионного проникновения будут происходить обменные реакции как между соединениями раствора, так и между ними и пороодообразующими минералами. При этом сформируются соединения, в состав которых входят элементы как силикатных, так и карбонатных пород, т. е. известково-силикатные минералы скарнов. Элементы такого процесса нашли подтверждение в экспериментах Л. Овчинникова (1961). Выполненные им наблюдения показали, что при соприкосновении расплава базальта с куском известняка происходит интенсивное химическое взаимодействие с образованием биметасоматических реакционных зон. В известняк в значительных количествах диффундируют кремний, алюминий, магний, натрий, калий, а в базальт — кальций, содержание которого повышается здесь в 2,5 раза. При этом из базальта мигрирует железо, обособления которого в известняке моделируют образование железорудных тел. Перемещение вещества из базальтового расплава в известняк происходит дифференцированно с различной скоростью для разных элементов.

При разной степени подвижности диффундирующих элементов снижение их концентрации в растворе по направлению к фронту диффузии будет происходить с различной скоростью, обуславливая зональный порядок размещения минеральных парагенезисов скарнов. По степени подвижности все элементы, входящие в состав силикатной и карбонатной породы, разделяются на четыре группы.

К первой группе наиболее подвижных соединений относится вода, подвижность которой не зависит от состава наполняемых ею пород и возрастает с увеличением температуры. К этой же группе принадлежит угле-

кислота, подвижность которой возрастает с глубиной (с увеличением давления).

Ко второй группе вполне подвижных элементов при всех условиях относятся сера, хлор, калий и натрий.

К третьей группе элементов, вполне подвижных лишь при интенсивном метасоматозе, принадлежат кислород, кремний, кальций, магний и железо. Их относительная подвижность сильно зависит от условий температуры, давления и состава пород. Например, подвижность кремнезема и кальция возрастает со снижением температуры, а подвижность железа падает.

К четвертой группе относятся наименее подвижные, инертные элементы, среди которых находятся фосфор, титан и алюминий.

Из этого подразделения следует, что соотношение в относительной подвижности различных элементов меняется с изменением температуры процесса. В его начальной стадии при высокой температуре создаются резко различные концентрации, с одной стороны, кальция карбонатных пород, а с другой — кремния и алюминия изверженных пород. Общий парагенезис устойчивых минералов скарнов в эту стадию определяется только этими тремя инертными компонентами, не привносимыми и не удаляющимися из системы. Он изображен Д. Коржинским при помощи трехкомпонентной диаграммы (рис. 88). В данных условиях устойчивыми являются только парагенезисы, подчиняющиеся этой диаграмме. Прочие возможные минералы, отсутствующие на диаграмме, должны растворяться или замещаться. Состав возникающих при этом реакционных зон отвечает закономерностям диаграммы и соседние зоны находятся в равновесии друг с другом (см. рис. 72). На диаграмме может быть пояснено строение скарновых зон. По соотношению $CaO : SiO_2 : Al_2O_3$ исходный кварцевый диорит попадает в точку I. Он должен преобразовываться в процессе интенсивного метасоматоза, когда щелочи, кислород, магний и железо становятся вполне подвижными. При этом магнетит растворяется, роговая обманка и биотит замещаются диопсидом, а ортоклаз — олигоклазом. По мере диффузионного поступления кальция кварц исчезает и образуется диопсид-плаггиоклазовая околоскарновая порода (II). Дальнейший привнос кальция вызывает образование диопсид-гранатовой зоны (III), переходящей в мономинеральную гранатовую (IV). К этой зоне примыкает диопсид-геденбергитовый скарн, образующийся при замещении известняка (V). При этом остальные скарнообразующие компоненты либо ведут себя вполне подвижно ($H_2O, CO_2, K, Na, O_2, Mg, Fe$), либо являются индифферентными (Ti, P) и не влияют на соотношение скарнообразующих минералов.

Окончательная картина зональной структуры скарнов создается в связи с постепенным разрастанием зон в направлении диффузионного

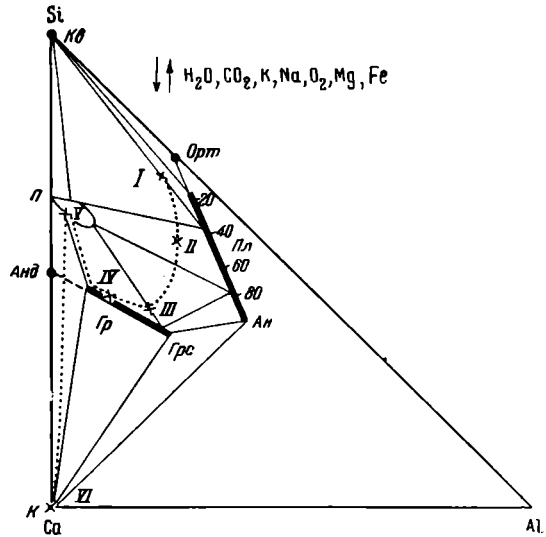


Рис. 88. Диаграмма парагенезиса скарнов Турьинских месторождений в зависимости от соотношений алюминия, кремния, кальция. По Д. Коржинскому

Ан — андрит; Анд — андрадит; Грс — гроссуляр; К — кальцит; Кв — кварц; Орт — ортоклаз; П — пироксен моноклиный; Пл — плаггиолаз; Гр — гранат

потока при наступлении тыловых зон на фронтальные. В соответствии с законами кинетики метасоматической зональности (Д. Коржинский) между зонами образуются резкие границы (впереди отсутствует замещающий, а сзади — замещаемый минерал). При переходе от авангардных к тыловым зонам уменьшается число минералов, вплоть до образования мономинеральной последней зоны.

Изучение парагенетических ассоциаций скарновых зон на месторождениях Северного и Среднего Урала, выполненное после Д. Коржинского Л. Овчинниковым, показало, что современный минеральный состав этих зон представляет собой результат наложения ряда минеральных сообществ, отвечающих постепенному понижению температуры и сопровождающихся массовым разложением и преобразованием ранее выделившихся минералов. Эти ассоциации минералов, одновременно устойчивых в рамках тех или иных температур, отвечают определенным ступеням равновесия.

Д. Коржинским выделяется десять ступеней равновесия, которые характеризуются однозначным соответствием химического и минерального состава скарнов. Для высокотемпературной стадии намечаются две ступени: пироксен-гранатовая и пироксен-эпидотовая. Для среднетемпературной стадии выделяется также две ступени: актинолит-эпидотовая и хлорит-эпидотовая. Низкотемпературная стадия подразделяется на шесть ступеней: пренитовую, пумпеллитовую, кальцит-альбитовую, кальцит-кварц-серицит-хлоритовую, кальцит-кварц-серицит-доломитовую и цеолитовую. Парагенезис устойчивых минералов каждой ступени может быть изображен при помощи трехкомпонентной диаграммы, подобной рис. 88, отвечающему первой ступени высокотемпературной стадии.

В связи с тем, что с падением температуры меняется относительная степень подвижности некоторых элементов, эволюционирует и их геохимия от начальных к последующим стадиям процесса скарнообразования. Например, железо на ранней высокотемпературной стадии в ряду подвижных компонентов относится к наименее подвижным и характеризуется отчетливым реакционным изменением концентрации. Благодаря этому иногда вместо железосодержащего салита возникает безжелезистый волластонит, а содержание осаждающегося в скарнах железа закономерно меняется внутри контактовой зоны, нарастая к ее внешней границе. Так, состав граната по направлению к экзоскарнам постепенно изменяется от гроссуляра, не содержащего в своем составе железа, до андрадита, в состав которого входит 31,5% Fe_2O_3 . Понижение температуры вызывает еще большее ослабление подвижности железа и приводит к массовому накоплению магнетита. В дальнейшем, на более поздних низкотемпературных стадиях железо становится совершенно инертным, а в числе подвижных элементов появляются сера и медь. Взаимодействуя с ранее выделившимися соединениями железа, они будут формировать скопления пирита и халькопирита в зонах предшествующей наибольшей концентрации железа по экзогенной границе скарнов.

Необычайно стройная концепция формирования скарнов по схеме биметасоматоза была, однако, поколеблена исследованием баланса вещества при формировании скарнов. Пример такого баланса приведен на рис. 89. В этом и в ряде других случаев устанавливалось, что объем кремнезема, идущий на формирование скарнов в известняках и достигающий 70% объема окиси кремния, заключенного в единице объема гранитоида, совершенно не мыслим только за счет десиликации последнего, а обязан привносу извне. Для образования некоторых эндоскарнов не хватает окиси кальция, перемещающейся из известняков, и дефицит ее также компенсируется привносом. Кроме того, по схеме биметасоматоза невозможно образование скарнов, залегающих исключительно среди силикатных или среди карбонатных пород.

В связи с этим Д. Коржинский развил идею биметасоматического происхождения скарнов в инфльтрационно-диффузионную концепцию их образования. По этой концепции скарновые месторождения формируются близ границы силикатных и карбонатных пород

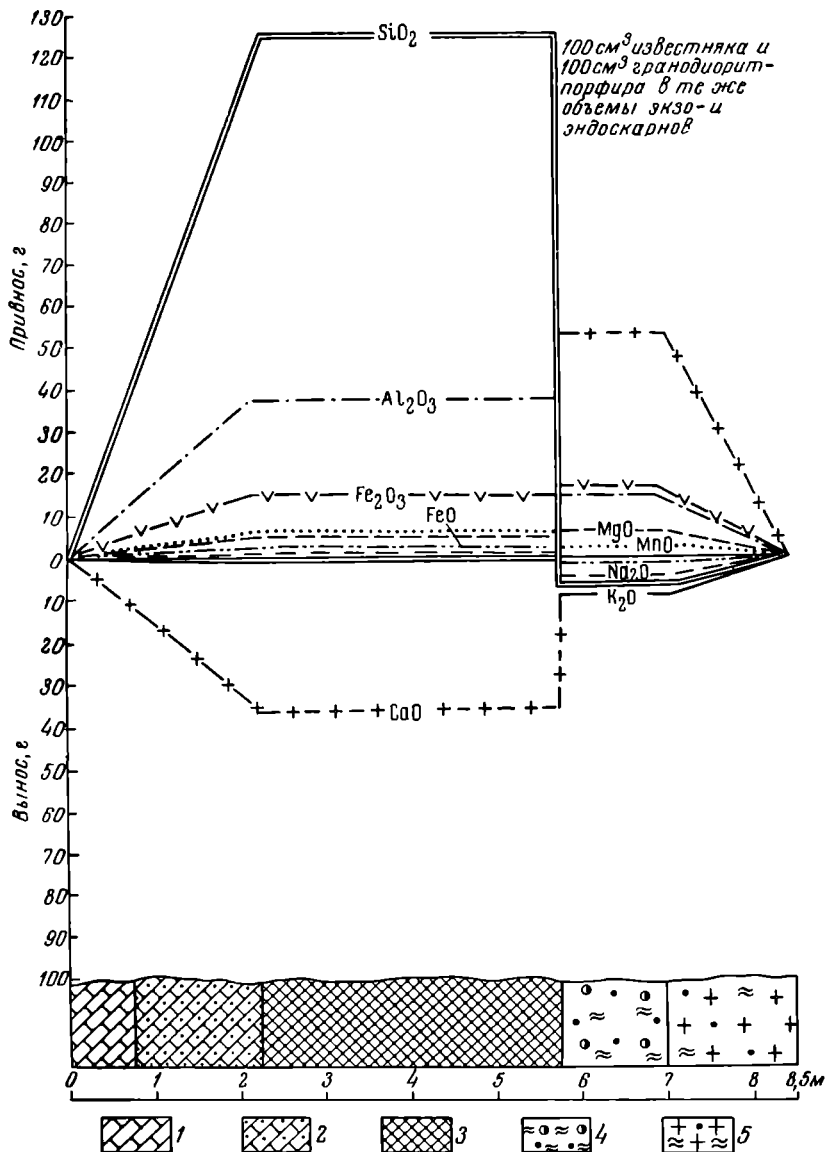


Рис. 89. Диаграмма приноса и выноса главных компонентов при образовании скарнов Ташбулак в Средней Азии. По Г. Осиповой

1 — известняк; 2 — слабоскарнированный известняк; 3 — гранат-пироксеновый экзоскарн; 4 — гранат-эпидотовый эндоскарн; 5 — скарнированный гранодиорит-порфир

в связи с циркуляцией горячих растворов, приносящих химические соединения, выносимые как из глубинных магматических очагов, так и заимствованные из пород на путях движения этих растворов. Д. Коржинский придает особо большое значение именно этим последним и в связи с их наличием рассматривает контактово-инфильтрационное скарнообразование.

Таким образом, при контактово-инфильтрационном процессе в скарнообразовании участвуют как элементы, привносимые раствором, так и элементы контактирующих силикатной и карбонатной породы, поступа-

ющие в раствор вследствие их диффузии. Соотношение между теми и другими меняется от пункта поступления раствора в приконтактовую область до пункта выхода из нее. В точке входа раствора преобладают привносимые соединения, далее, по мере отложения их соединений, роль их заметно сокращается и скарнообразование осуществляется в основном за счет встречной диффузии элементов силикатных и карбонатных пород. В отличие от биметасоматоза в застойном растворе, в потоке инфильтрационного раствора диффундирующие элементы несколько сносятся течением и фиксируются далее по пути его движения. Такого рода обстановка создает более сложные парагенетические комбинации скарнов, отличающиеся от четких зональных колонн, формирующихся при биметасоматозе.

Скарны, находящиеся исключительно в силикатных или в карбонатных породах, Д. Коржинский объясняет привнесением вещества, заимствуемого на путях движения растворов. Для некоторой части магнезиальных скарнов он допускает возможность их образования во время трансформации доломитов в гранитоиды под воздействием сквозьмагматических растворов, на переднем фронте которых, в приконтактовой зоне магматического расплава и карбонатных пород, и формируются скарны. Д. Коржинский считает, что «преобладающая масса скарнов развивается биметасоматически, но среди оруденелых скарнов обычно наиболее ценными оказываются контактово-инфильтрационные скарны, связанные с наиболее мощным воздействием постмагматических растворов в трещинных зонах».

Теоретическая концепция Д. Коржинского об условиях образования скарнов представляет собой крупное достижение научной мысли. Однако у нее есть и свои слабые стороны. Во-первых, эта концепция обстоятельно объясняет закономерности сочетания безрудных минералов скарнов, но оставляет в тени причины разнообразия рудных минералов в скарнах, обуславливающие необычайную широту скарновых месторождений. Во-вторых, она не увязана со стадийностью формирования скарнов, играющей большую роль в их образовании и рудоносности. На последнем обстоятельстве необходимо несколько задержаться.

С т а д и й н о с т ь в образовании скарнов в настоящее время можно считать общепризнанным фактом. Она описана Л. Овчинниковым для скарновых месторождений Урала, Х. Абдуллаевым для скарнов Средней Азии, В. Богацким, В. Чистяковым и другими для скарнов Сибири. Суммарные данные о стадиях образования скарновых месторождений содержатся в трудах Е. Карповой и А. Ивашенцева, И. Магакьяна, Ф. Шахова и других исследователей. В общем ходе формирования скарновых месторождений выделяются следующие стадии:

- 1) светлых слабожелезистых известково-силикатных роговиков;
- 2) темных железистых скарнов;
- 3) водно-силикатную;
- 4) кварц-карбонатно-сульфидную.

Стадия накопления светлых известково-силикатных роговиков иногда резко отделяется от собственно скарновой стадии, иногда они незаметно сменяют друг друга, не расчлениваясь на самостоятельные стадии. Наиболее четко отделяются скарновая и водно-силикатная стадии, разобщающиеся, как правило, перерывом минералонакопления, интраскарновыми деформациями, иногда внедрением интраминерализационных даек (скарны железорудных месторождений Западной Сибири). Этот момент является переломным в скарнообразовании еще и потому, что он отделяет этап накопления безводных силикатов от последующего этапа их гидратного разложения с формированием водных силикатов. Последняя кварц-карбонатно-сульфидная стадия иногда совпадает с водно-силикатной. В этом случае гидратное разложение ранее выделившихся силикатов совпадает во времени с отложением кварца, карбонатов и сульфидов. В других случаях эти стадии отделены друг от друга перерывом минералообразования и тектоническими деформациями.

В раннюю стадию светлых роговиков скарновые месторождения полезных ископаемых не образуются. К этой стадии с известной долей условности можно отнести лишь образование слюдяных, андалузитовых, кордиеритовых, силлиманитовых и других роговиков. В стадию темных железистых роговиков накапливаются крупные массы магнетита, иногда с боратами, а также графита. Все остальное разнообразие скарновых месторождений связано в основном с поздними водно-силикатной и кварц-карбонатной сульфидной стадиями процесса.

Исследование особенностей распределения элементов-примесей в скарнах Урала, выполненное Л. Овчинниковым, выявило ряд интересных закономерностей. Установлено, что ранние генерации рудообразующих минералов содержат большее количество примесей. Содержание элементов-примесей в этих минералах снижается от массивных руд к вкрапленным, от центральных частей рудных тел к периферическим. В высокотемпературных минеральных ассоциациях примеси распределены равномернее, чем в низкотемпературных. Это объясняется тем, что с повышением температуры сильно возрастает растворимость элементов-примесей и их подвижность как при инфильтрации, так и при диффузии. Вместе с тем из-за низкой концентрации их подвижность при метасоматических процессах всегда ниже подвижности основных рудообразующих элементов. При диффузионном привносе элементов-примесей содержание их в пространстве меняется постепенно, а при инфильтрации — скачкообразно, что по характеру их распределения дает возможность отличить продукты диффузионного метасоматоза от инфильтрационного.

Стадийная гипотеза П. Пилипенко. Эта гипотеза образования скарновых месторождений была изложена до появления блестящих работ Д. Коржинского, затмивших как труд П. Пилипенко, так и труды других исследователей теории скарнообразования. Однако во взглядах П. Пилипенко и его сторонников имеются положения, достойные пристального внимания.

П. Пилипенко, так же как и Д. Коржинский, полагал, что скарнообразование происходит при постепенном понижении температуры. Но в отличие от Д. Коржинского он считал, что главная масса вещества, необходимая для образования скарнов и скарновых месторождений, приносится извне скарнообразующими растворами при энергичном участии минерализаторов внешнего происхождения. При этом состав привносимых веществ постепенно меняется, обуславливая, с одной стороны, зональное строение скарнов, а с другой стороны, все их минеральное разнообразие. На основе эмпирической сводки обширных материалов по составу и строению скарновых месторождений П. Пилипенко весь процесс их образования разделял на шесть фаз метасоматоза (или, как бы мы теперь сказали, на шесть стадий).

Первая фаза кремневого метасоматоза характеризуется привносом кремния, протекает в условиях высокой температуры и приводит к образованию диопсидовой породы.

Вторая фаза алюмосиликатного метасоматоза обусловлена привносом кремния и алюминия, создающих условия для образования различных гранатов; состав гранатов постепенно меняется от маложелезистых до железистых.

Третья фаза галоидного метасоматоза связана с привносом хлора, приводящим к накоплению скаполита в скарнах.

Четвертая фаза железного метасоматоза характеризуется выделением закисного и окисного железа, приводящим, с одной стороны, к накоплению магнетита и гематита, а с другой — к обогащению скарна железистыми алюмосиликатами — геденбергитом, лиевритом, железистым гранатом и др.

В течение всех четырех стадий формируются «сухие скарны», минералы которых не содержат в своем составе воды.

Пятая фаза флюидо-водного метасоматоза протекает при участии

таких минерализаторов, как вода, углекислота и хлор, и приводит к образованию «водных скарнов», в состав которых входят такие минералы, как роговые обманки (в том числе дашкесанит), эпидот, а также шеелит и кальцит.

Шестая фаза сульфидного метасоматоза наиболее низкотемпературная, обусловлена привнесом воды, серы (в виде сероводорода) и металлов, при участии которых формируются различные сульфиды и сульфосоли. Эту фазу П. Пилипенко разделял на три подфазы: 1) мышьяково-серного метасоматоза, 2) железо-медного метасоматоза и 3) свинцово-цинкового метасоматоза.

В этой схеме формирования скарновых месторождений П. Пилипенко имеются спорные и неясные места. Положение не всех минералов скарнов отвечает изложенной последовательности их выделения; это особенно относится к таким соединениям, как скаполит и шеелит. Сам автор этой концепции отмечает ее схематичность и указывает, что в зависимости от физико-химических и геологических условий отдельные фазы процесса могут выпадать или совмещаться. Однако центральная идея представлений П. Пилипенко о смене веществ, привносимых для образования скарнов, по мере развития процесса очень многое в составе и строении скарновых месторождений объясняет лучше, чем другие гипотезы, не учитывающие такой эволюции.

Оценивая все данные по скарнообразованию, можно прийти к заключению, что на ранних стадиях этого процесса заметную роль в формировании известково-силикатных минеральных комплексов мог играть биметасоматоз, а затем, по мере развития процесса, прогрессивно нарастало значение привноса веществ из глубинных источников, особенно важное для образования рудных минералов, вытеснявшее к концу формирования скарновых месторождений явления диффузионного обмена между силикатными и карбонатными вмещающими породами.

Ряд исследователей обратили внимание на то обстоятельство, что скарновые месторождения часто приурочены к гранитоидам повышенной основности или щелочности, обусловленной ассимиляцией магматическим расплавом карбонатных пород (А. Заварицкий, К. Власов, Х. Абдуллаев и др.). Некоторые из этих исследователей полагают, что такая ассимиляция имела решающее значение не только для изменения состава магматического расплава, но также и для образования скарновых месторождений. Так, например, К. Власов отмечает, что при ассимиляции известняков магмой в высокотемпературную стадию идет процесс образования плагиоклазовых молекул с поглощением окиси кальция. При этом процессе часть железа, могущая вместе с алюминием образовывать ряд силикатов, лишается этой возможности, поскольку окись алюминия связывается с окисью кальция в плагиоклазовых молекулах. Поэтому железо как более слабое основание вытесняется кальцием, не входит в минералы магматической стадии кристаллизации и концентрируется в постмагматических продуктах скарнов. Л. Овчинников экспериментально доказал широкие возможности выноса железа из магматического расплава при ассимиляции им карбонатсодержащих пород.

Образование скарновых месторождений достаточно обособлено от формирования других групп эндогенных полезных ископаемых. Однако это отграничение довольно определено для начала процесса и менее отчетливо для конца его, носящего явно выраженный гидротермальный характер. В самом деле, гидратное преобразование силикатов и кварц-карбонатно-сульфидный минеральный парагенезис поздних стадий скарнообразования полностью отвечают характеристике гидротермального минералообразования.

Поэтому некоторые исследователи склонны относить скарновые месторождения к гидротермальной группе (например, И. Григорьев так поступил по отношению к скарновому месторождению полиметаллических руд в Тетюхе на Дальнем Востоке), а другие предлагают считать скар-

новыми только известково-силикатные ассоциации этих месторождений, относя к постскарновым гидротермальным скопления кварца, кальцита, сульфидов и сопровождающих их минералов.

И то и другое нельзя признать правильным. От гидротермальных скарновые месторождения отличаются комплексом силикатных минералов, возникающих вследствие обменных реакций вещества вмещающих их силикатных и карбонатных пород. Отчленять кварц-карбонатно-сульфидные минеральные комплексы от скарнов также нельзя, так как они не представляют собой самостоятельных образований, а создаются на последних наиболее низкотемпературных стадиях единого процесса.

Очень сходными со скарновыми являются осадочные месторождения железных, а также марганцовых руд, преобразованные на контактах с глубинными изверженными породами. К такого рода месторождениям контактово-метаморфического генезиса некоторые геологи относят железо-борные месторождения СССР, а также железорудные месторождения Ковары в Судетах Польши, Остеродер в ФРГ, Мансье в Швеции, Дивриги в Турции и др. Отличить их от скарновых трудно. И даже то обстоятельство, что минералы железа (магнетит, гематит, маггемит) являются исходными для последующих преобразований и не создаются в процессе накопления силикатов, не всегда позволяет однозначно определить генезис этих месторождений.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Связь с магматическими формациями. Скарновые месторождения формируются на всем протяжении геосинклинального цикла геологического развития и после его завершения при платформенных условиях. Наиболее значительные скарновые месторождения ранней стадии геосинклинального цикла связаны с плагιοгранит-сиенитовой магматической формацией, средней стадии — с гранодиоритовой формацией, а поздней стадии — с формацией малых интрузий. Все эти три разновидности скарновых месторождений, образующиеся в геосинклинальных условиях, заметно отличаются друг от друга.

Скарновые месторождения ранней стадии геосинклинального развития связаны преимущественно с плагιοгранитами и плагιοсиенитами, являющимися кислыми и щелочными производными габбровой магмы. Они особенно широко развиты в геосинклиналях типа А, отчасти типа В, выделяющихся по признаку обильного магматизма ранней стадии развития. Такие плагιοгранитовые и сиенитовые интрузивы концентрируются в пределах геосинклинальных рвов, выполняющихся вулканогенными породами и превращающимися впоследствии в зеленокаменные синклиории. Вот почему для этой разновидности скарнов широко распространенными вмещающими породами являются эффузивы и их туфы. Описываемые месторождения отчетливо выделяются среди других составом полезных ископаемых. К ним и только к ним принадлежат скарновые месторождения руд железа, меди и кобальта. Все сколько-либо значительные геосинклинальные скарновые месторождения магнетитовых, халькопиритовых и кобальтиновых руд относятся к этой разновидности.

Скарновые месторождения средней стадии развития связаны в основном с гранодиоритовой субформацией, являющейся умеренно кислой производной гранитоидной магмы. Они встречаются в геосинклиналях всех типов, будучи распространенными по преимуществу в их периферических зонах. Широкое развитие в разрезах этих зон известняков и доломитов приводит к тому, что вмещающими породами описываемых скарнов обычно являются карбонатные породы. Более того, умеренно кислый состав гранитоидов этой зоны некоторые исследователи склонны связывать с образованием их среди пород, в составе которых распространены карбонатные составляющие, ассимилируемые гранитной магмой и приводящие к повышению ее основности. Состав полезных иско-

паемых этой разновидности скарнов не столь резко отличается, как состав полезных ископаемых скарнов, связанных с плагиигранит-сиенитовой формацией ранней стадии геосинклинального развития. Однако достаточно определенными типоморфными ее месторождениями являются скарновые залежи с шеелитом.

Скарновые месторождения поздней стадии геосинклинального развития ассоциированы с малыми интрузиями гранитоидного состава. Для последних особенно характерен гипабиссальный облик, развитие порфировых структур и размещение в мобильных зонах, контролируемых крупными разломами. Вмещающими породами чаще являются карбонатные, реже другие, например, эффузивные отложения. Оруденение всех месторождений этой разновидности связано преимущественно с завершающими стадиями скарнообразования. Поэтому они приурочены к скарнам, претерпевшим интенсивное гидратное преобразование ранних силикатов, с развитием на их месте амфиболов, хлорита, эпидота, кварца, карбонатов и сульфидов. Оруденение в них постоянно имеет наложенный характер. По составу полезных ископаемых это обычно комплексные месторождения, такие, например, как вольфрамо-молибденовые или свинцово-цинковые.

С перидотитовыми и габбровыми интрузиями ранней стадии геосинклинального развития, а также с аляскитовыми интрузиями средней стадии скарновые месторождения образуются редко, имеют незначительные размеры и обычно не представляют практического интереса.

Среди формаций изверженных пород платформенного этапа геологического развития известны скарновые месторождения железа, связанные с габбровой магмой трашпов. К ним, например, принадлежит вышеописанное Коршуновское и другие месторождения Сибирской платформы. Менее ясны скарновые месторождения гранитов, их основных и щелочных дифференциатов, внедрившихся на платформах. В связи с перидотитовыми интрузиями платформ, представленных кимберлитами и ультраосновными — щелочными породами, самостоятельные скарновые месторождения не формируются. Свообразные зоны реакционного метасоматоза, возникающие иногда между карбонатитами и прилегающими к ним силикатными породами, целесообразно рассматривать в качестве принадлежности первых.

Суммарные данные о связи скарновых месторождений с формациями изверженных пород приведены в табл. 19.

Наиболее сложны связи скарновых месторождений с многофазными интрузиями. Соотношение скарнов и интрузий последовательных фаз внедрения бывает различным. В одних случаях, как, например, на Уйзюкском скарновом месторождении Тельбесской группы железных месторождений в Западной Сибири, скарны связаны с двумя последовательными фазами гранитоидной интрузии. Гранитоиды первой интрузивной фазы обусловили создание биотитовых роговиков и амфиболовых скарнов, а гранитоиды дополнительной фазы привели к образованию нового ореола роговиков, скарнов и магнетитовой руды. Точно так же в двухфазной интрузии Каратюбе в Средней Азии ранние скарны, связанные с гранодиоритами первой фазы, составляют около 0,9 их общего объема и несут шеелитовую минерализацию. Поздние же скарны, залегающие на контакте дополнительной интрузии аляскитов, образуют небольшие залежи, не содержащие вольфрамового оруденения. В других случаях, как, например, на железном месторождении Атансор в Казахстане, скарны сформированы в связи с интрузией гранодиоритов ранней фазы, а гранитная интрузия второй фазы сечет скарны.

Соотношение даек и скарнов достаточно разнообразно для разных районов и групп месторождений. Однако при всем этом разнообразии намечаются некоторые общие закономерности. Среди пород дайковой се-

Степень распространения скарновых месторождений по формациям
изверженных пород

Этап	Стадия	Формация магматических пород	Степень распространения	Типичные месторождения
Геосинклиальный	Ранняя	Вулканогенная Ультрасосновная и ос- новная Плагиигранит-сиенито- вая	Отсутствуют Редкие Распространены	— — Железа, меди, кобальта
	Средняя	Гранодиоритовая Грапитная	Распространены Редкие	Вольфрама —
	Поздняя	Малые интрузии	Встречаются	Комплексные
Плаг- формен- ный		Перидотитовая Габбровая (траппы) Гранитоидная	Отсутствуют Встречаются Плохо изучены	— Железа

рии скарнообразующих интрузий выделяются доскарновые, интраскарновые и постскарновые образования.

Доскарновые дайки зафиксированы во многих месторождениях. Обычно они представляют собой апофизы внешней части скарнообразующих массивов — такие, как гранодиорит-порфиры, кварцевые сиенит-диориты, гранит-порфиры, аплиты и др.

Однако, помимо этой серии даек, положение которых совершенно естественно по отношению ко времени образования скарнов, среди доскарновых даек известны дайки и иного состава, не комагматичного скарнообразующим интрузиям. К ним относятся доскарновые спессартитовые дайки железорудного месторождения Атансор в Казахстане, лампрофиры Таштагольского месторождения железных руд Сибири, диабазы горы Магнитной на Урале, порфириты Турьинских медных рудников Урала, порфириты, спессартиты и лампрофиры скарновых месторождений шеелитовых руд Зирабулакских гор Средней Азии и др. На Уйзокском скарновом месторождении железных руд Западной Сибири начало скарнообразования совпадает с внедрением последней серии дорудных даек состава плагноклазовых и плагноклаз-роговообманковых порфиритов, которые секут контактовые роговики, но сами пересекаются прожилками метасоматических скарнов. Все это свидетельствует о достаточно существенном разрыве во времени между образованием скарнообразующих массивов изверженных пород и скарновых месторождений, разделенных не только периодом внедрения ранней периферической серии даек, но также иногда и формированием значительно более поздней глубинной дайковой серии.

Интраскарновые дайки встречаются не так часто, как дайки доскарновые. Они обычно внедряются в перерыве между стадиями скарнообразования. Известны интраскарновые дайки, разделяющие стадии образования светлых роговиков и темных скарнов. К ним, например, относятся дайки лампрофиров и риолитов месторождения Магдалена в Мексике. Более многочисленны дайки, внедряющиеся между стадией образования темных железистых скарнов и стадией их последующего гидратно-сульфидного преобразования. К таким принадлежат дайки порфиритов скарнового полиметаллического месторождения Верхнего из группы Тетюхе на Дальнем Востоке, дайки плагноклазовых порфиритов и диабазов Уйзокского железного месторождения в Западной Сибири и др.

Постскарновые дайки выявлены на многих скарновых месторождениях. Обычно они состоят из диабазы, диабазового порфирита, диоритового порфирита, иногда из лампрофира. Такие дайки установлены на железорудных месторождениях Западной Сибири, Урала, Мегри-Орду-бадского плутона Азербайджана, медных месторождениях Урала, свинцово-цинковых и вольфрамовых скарновых месторождениях Средней Азии и в других местах. Помимо основных, местами установлены кислые постскарновые дайки. К ним, например, принадлежат фельзит-порфиры шеелитового месторождения в скарнах Чалаты и аплиты в сульфидных скарнах Зеравшана в Средней Азии, аплиты горы Магнитной на Урале и др. Во всех этих случаях не всегда ясно, входят ли кислые постскарновые дайки в дайковую серию скарнообразующей интрузии или они принадлежат иной более молодой интрузии, не имеющей непосредственного отношения к скарнообразованию.

* * *

Таким образом, длительный процесс формирования скарновых месторождений близок по времени образования периферических и глубинных даек скарнообразующей интрузии. При этом взаимоотношения даек и скарнов разнообразны для разных групп месторождений и районов их размещения. Однако в общем виде отмечается, что формирование роговиков ранней стадии скарнообразования сближается во времени с внедрением кислых даек периферической серии, а образование темных железистых скарнов и особенно продуктов водно-силикатной и кварц-карбонатно-сульфидной стадий ближе соответствует образованию основных даек глубинной серии, внедрение которых нередко продолжается и после полного завершения скарнообразующего процесса.

Геологический возраст. Скарновые месторождения формировались на всем протяжении развития земной коры. Они известны для протерозойского, байкальского, каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского циклов развития. Причем на всем этом длительном протяжении времени не отмечается отчетливой эволюции скарнообразования. Фиксируется лишь некоторое, слабо проявленное изменение соотношения скарнов разного состава, связанных с разными магматическими формациями и обусловленное степенью проявления последних на разных циклах геологического развития. В связи с тем, что плагιοгранит-сиенитовая формация геосинклинальной стадии развития шире распространена среди складчатых областей древних геосинклиналей, связанные с ними скарновые месторождения руд железа и меди преобладают в образованиях нижнего и среднего палеозоя. Наоборот, в связи с большим развитием малых интрузий в молодых складчатых областях, ассоциированные с ними скарновые месторождения комплексных руд цветных и редких металлов чаще встречаются в верхнепалеозойских, киммерийских и альпийских складчатых областях. Однако представители как тех, так и других известны в металлургических провинциях всех циклов геологического развития. Следует отметить, что по мере перехода от молодых скарновых месторождений к древним становится все более и более затруднительным отделять их от сходных образований, созданных вследствие разного рода метаморфизма, особенно магматического, ранее существовавших, в том числе и первично осадочных, месторождений.

Геологическая структура. Скарновые месторождения не образуют непрерывного кольца вокруг интрузивов. Они формируются там, где магматический контакт пересекает породы, благоприятные для скарнообразования, при наличии геологических структур, обеспечивающих этот процесс. Наиболее благоприятными для развития скарнов, как об этом уже выше сообщалось, являются карбонатные породы, а затем известковистые эффузивы и их туфы. Причем метасоматическому процессу формирования скарнов наиболее способствуют не однородные толщи соответствующих

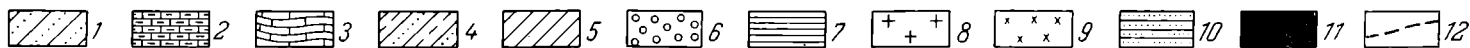
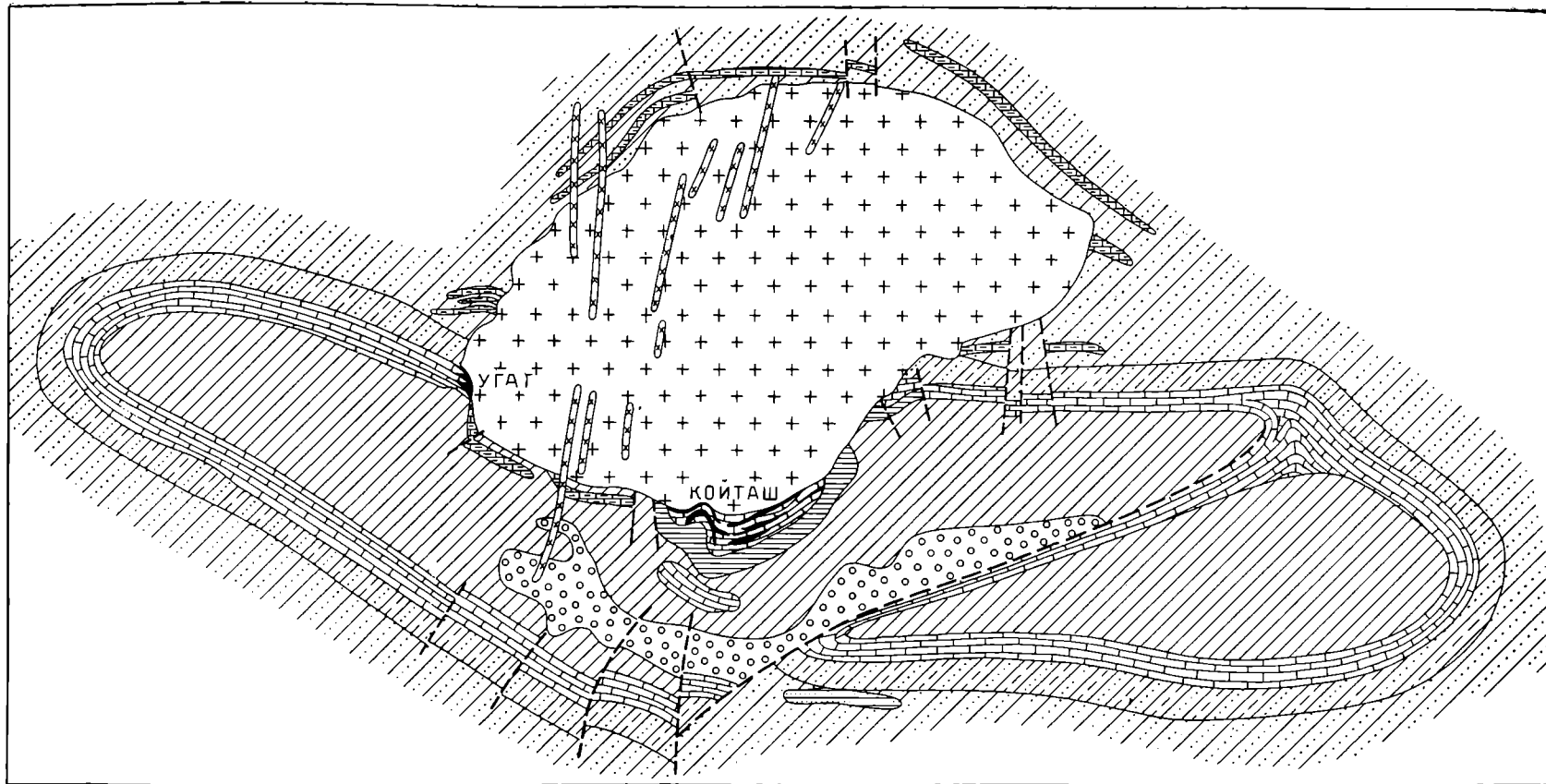


Рис. 90. Схема геологического размещения скарновых месторождений гор Койташ в Средней Азии. По Н. Ушакову

1 — сланцы и песчаники Pz; 2 — известняки и светлые роговики Pz; 3 — известняки C₂; 4 — песчано-глинистые сланцы C₂; 5 — сланцы C₂; 6 — конгломераты C₃; 7 — пироксеновые роговики; 8 — граниты; 9 — лайки гранодиорит-порфира; 10 — кварциты; 11 — скарновые поля; 12 — тектонические нарушения

пород, а их переслаивание с породами иного состава. Поэтому, если скарнообразующий интрузив залегает в породах разного состава, скарновые месторождения локализируются в тех пунктах его контакта, где он пересекает благоприятные для их образования свиты пород, как это, например, показано на рис. 90.

Но даже на тех интервалах контакта, где интрузив залегает в подходящих для скарнообразования породах, формирование скарновых месторождений обеспечивается соответствующей тектонической подготовкой. При этом геологическая структура скарновых месторождений определяется тремя элементами: 1) поверхностью контакта изверженных и вмещающих их пород; 2) слоистостью вмещающих пород, 3) тектоническими

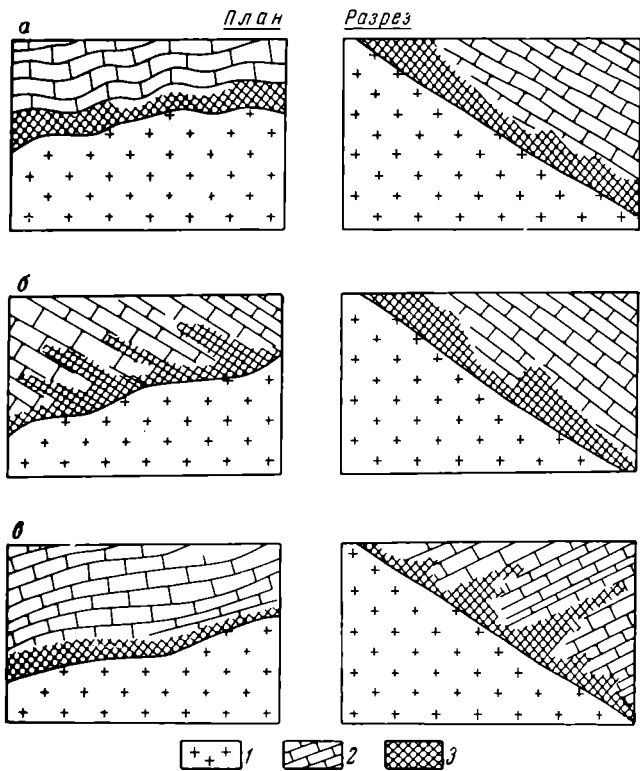


Рис. 91. Положение контакта изверженных пород по отношению к слоистости осадочных пород, вмещающих скарны

а — контакт, согласный в плане и разрезе; б — контакт, согласный в разрезе, но секущий в плане; в — контакт, согласный в плане, но секущий в разрезе; 1 — изверженные породы; 2 — осадочные породы; 3 — скарны

трещинами, пересекающими в зоне контакта как изверженные, так и вмещающие породы. Значение разных элементов геологической структуры скарновых месторождений меняется в ходе процесса их образования. На ранних стадиях в локализации скарнов наиболее существенно значение контактовой поверхности и слоистости вмещающих пород. На поздних стадиях все большее значение приобретают трещинные деформации, контролируемые размещением оруденения, накладывающегося на известково-силикатную порцию минералов.

В. Чернышев, исследовавший структуры скарновых месторождений Средней Азии и Урала, связывает это обстоятельство с тем, что на ранних стадиях скарнообразования в зоне сильно прогретого контакта осуществляется в основном пластическая деформация пород, выявляющаяся по оптической ориентировке оптических осей кальцита в известняках, соответствующей типичному В-тектониту. Позднее же, по мере охлаждения интрузива, возникает обстановка, обеспечивающая хрупкие деформации, приводящая к развитию на участках скарнообразования тектонических расколов.

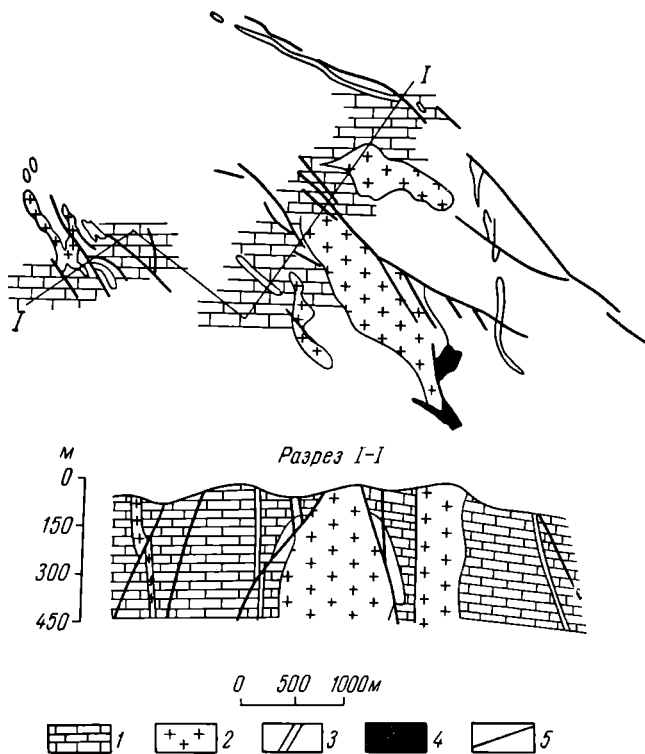
Поверхность контакта изверженных пород может быть по разному ориентирована по отношению к слоистости вмещающих толщ.

В этом смысле выделяют два случая: согласного и секущего контакта. Согласный контакт менее благоприятен, чем секущий, хотя и при этих условиях иногда возникают крупные пластообразные залежи скарнов, примером чему могут служить скарны горы Магнитной на Урале. Секущее положение контакта может быть в плане, на разрезе или как в плане, так и на глубине. Особо внимательного исследования требуют контакты, секущие слоистые толщи пород по направлению их погружения, так как в этих случаях на глубине могут находиться крупные пластовые и иной формы залежи скарнов, не выходящие на поверхность земли (рис. 91).

Морфология тел скарновых месторождений при секущем положении контакта обычно более сложная, чем при согласном. При этом возникают не только пластообразные залежи, но также линзы, трубы и гнезда скарнов. Следует отметить, что первичный магматический контакт изверженных

Рис. 92. Жилы скарнового месторождения меди Тецецала в Мексике. По А. Вандке и Т. Моору

1 — известняки; 2 — кварцмонцититы; 3 — риолитовые дайки; 4 — массивные залежи скарнов; 5 — жилы скарнов



и вмещающих пород обычно неблагоприятен для образования скарновых месторождений. Приваренная поверхность, возникшая в период соприкосновения раскаленной магмы с вмещающими породами, может обеспечить в лучшем случае образование тонкой каймы биметасоматических скарнов. Формирование же наиболее важных в практическом отношении скарнов, образующихся из притекающих растворов и требующих открытых путей для своего движения, осуществляется по участкам контакта, осложненным деформациями. Такие деформации возникают как вследствие отслоения пород вдоль контакта при сокращении интрузива в связи с его остыванием, так и при тектонических напряжениях.

Слоистость вмещающих их толщ обеспечивает выборочное развитие метасоматоза по определенным пластам пород или вдоль их контакта. Наряду с оптимальной пористостью, трещиноватостью и соответствующим химическим составом, благоприятствующими скарнообразованию, существенное значение при этом имеют посылные тектони-

ческие подвижки, контролирующие распространение скарнообразующих растворов вдоль пластов. Как известно, наиболее значительные зоны межпластового проскальзывания, отслоения и дробления находятся между пластами пород различного состава, обладающих различными механическими свойствами. Такие зоны, в частности, возникают между карбонатными и силикатными породами, например, между хрупкими известняками и гибкими сланцами. Тектонически осложненные контакты между пластами пород силикатного и карбонатного состава особенно благоприятны для формирования пластообразных залежей скарнов, распространяющихся в этих условиях далеко от контакта с интрузивом.

Секущие тектонические разрывы играют тройственную роль в образовании скарновых месторождений. Во-первых, они локализуют скарны, формируя жильные тела (рис. 92). Такой контроль скарнов более редок, чем их размещение по контакту изверженных и

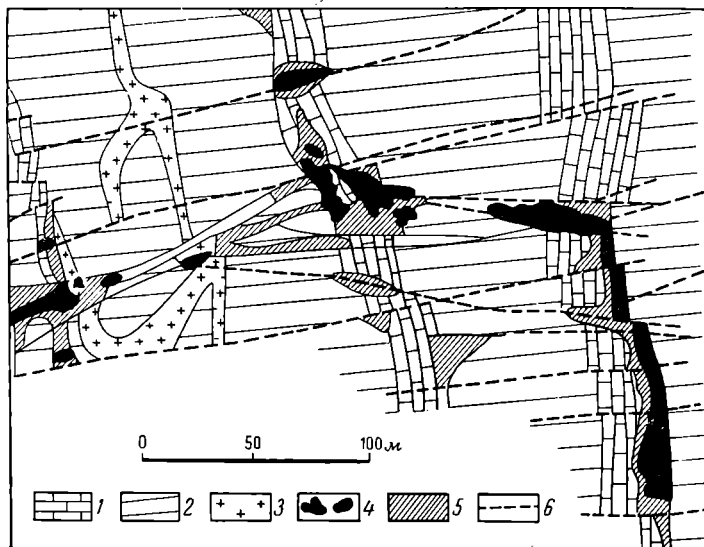


Рис. 93. Скарновые тела шеелитового месторождения Дарвин Хилл в Калифорнии, приуроченные к участкам пересечения пластов известняков разломами. По Л. Уилсону

1 — известняки; 2 — роговики; 3 — кварцевые диориты; 4 — оруденные скарны; 5 — безрудные скарны; 6 — тектонические разломы

вещающих пород или по пластам последних. Во-вторых, они служат каналами, обеспечивающими проникновение скарнообразующих растворов на участки локализации скарнов, например, к контактам карбонатных и силикатных пород; в этом случае сами они могут быть слабоминерализованными (рис. 93). В-третьих, тектонические трещины и зоны дробления, возникающие в минеральных комплексах ранних стадий скарнообразования, нередко контролируют размещение наложенного оруденения поздних стадий этого процесса (рис. 94).

Различные элементы тектонической структуры, контролирующие локализацию скарновых месторождений, определяют особенности морфологии их залежей. Вдоль согласных контактов интрузий и при межпластовом метасоматозе формируются пластообразные тела. Вдоль секущих поверхностей интрузивов возникают пластообразные, линзовидные, трубчатые и гнездовые залежи. По трещинам иногда образуются скарновые жилы. Комбинация всех этих элементов, обычно имеющая место на скарновых месторождениях, обуславливает создание тел сложных очертаний,

детали морфологии которых в сильнейшей степени определяются метасоматическим характером их происхождения.

Подразделение скарновых месторождений. Единая генетическая классификация скарновых месторождений, учитывающая физико-химические особенности формирования их разновидностей, окончательно не разработана. Существует четыре главных подхода к разделению группы скарновых месторождений на классы.

Во-первых, скарновые месторождения разделяются по их положению относительно контакта изверженных пород. С этой точки зрения выделяются эндоскарновые и экзоскарновые (Д. Коржинский), или автоскарновые и аллоскарновые образования (Х. Абдуллаев). Это подразделение для скарновых месторождений неудобно, так как обычно одна часть скарновых залежей развивается по интрузиву и принадлежит эндоскарнам, а другая часть образуется при замещении вмещающих пород и относится к экзоскарнам. Кроме того, по этому признаку скарновые месторождения полезных ископаемых не распадаются на отчетливо различающиеся по их составу классы.

Во-вторых, скарновые месторождения расчленяются по стадиям их образования. Ф. Шахов выделяет магнетитовые месторождения скарновой стадии и прочие месторождения сульфидной стадии. Г. Соколов, вслед за Д. Топорковым, для железных месторождений в скарнах предлагает различать скаполитовый, скарновый и водно-силикатный типы. Е. Карпова и А. Иващенко разделяют скарновые месторождения на простые, образованные в раннюю, собственно скарновую стадию, и сложные, созданные в течение всех стадий процесса скарнообразования. Такое подразделение очень ограничено для применения, так как резко подавляющая часть скарновых месторождений принадлежит к продуктам сложных образований, созданных в результате отложения известково-силикатных минералов и их последующего преобразования.

В-третьих, скарновые месторождения можно группировать по формациям магматических пород, с которыми они связаны своим происхождением. При этом выделяются: скарновые месторождения железных и медных руд натровых гранитоидов габбровой магмы, скарновые месторождения вольфрамовых руд батолитических гранитоидов и комплексные скарновые месторождения малых интрузий. Однако такая классификация раскрывает основные стороны геологических условий образования скарно-

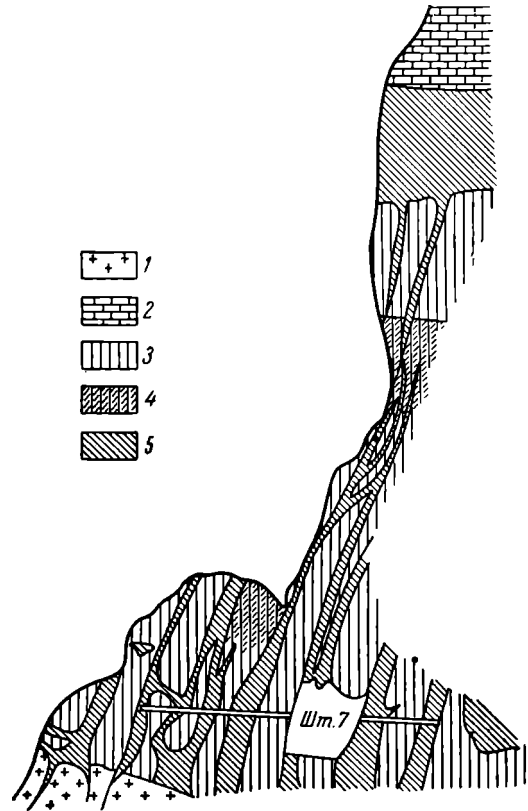


Рис. 94. Кварц-сульфидные тела по тектоническим трещинам в скарнах месторождения Майхура в Средней Азии (геологический разрез по И. Королеву)

1 — гранодиорит; 2 — известняк; 3 — скарн гранатовый; 4 — скарн кварц-гранатовый; 5 — кварц-сульфидные образования

вых месторождений, но не определяет физико-химических условий их происхождения.

В-четвертых, скарновые месторождения расчленяются по составу полезных ископаемых. Это наиболее широко распространенный подход к группировке скарнов. Он очень удобен для их описания, но, не являясь генетическим, не раскрывает ни общего процесса скарнообразования, ни его особенностей для разных геологических и физико-химических условий.

Таким образом, в настоящее время еще не существует удовлетворительной генетической классификации скарновых месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

А б д у л л а е в Х. М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1947.

Ж а р и к о в В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Изд-во АН СССР, 1959. (Тр. ИГЕМ, вып. 14.)

З и в Е. В. Шеелитоносность скарнов восточного склона Кузнецкого Алатау. Тр. ВИМС, вып. 145, 1939.

К а з а н л и Д. Н. Температурные поля интрузивных тел и их роль в контактовом и рудном минералообразовании. «Изв. АН КазССР», серия геол., 1952, вып. 12.

К а р п о в а Е. Д. и И в а ш е н ц е в А. Г. Скарны. В сб.: «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». Под ред. Н. Н. Курек. Госгеолтехиздат, 1954. (Тр. ВСЕГЕИ.)

К н о п ф А. Пирометасоматические месторождения. В сб.: «Геология рудных месторождений Западных Штатов США». Пер. с англ. под ред. И. Ф. Григорьева, 1937.

К о р ж и н с к и й Д. С. Образование контактовых месторождений. «Изв. АН СССР», серия геол., 1945, № 3.

К о р ж и н с к и й Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. Изд-во АН СССР, 1948. (Тр. ИГН, вып. 68.)

О в ч и н н и к о в Л. Н. Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Изд-во АН СССР, 1960. (Тр. Горно-геол. ин-та Уральского фил. АН СССР, вып. 39.)

О в ч и н н и к о в Л. Н. О взаимодействии расплава базальта с известняками. В сб.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. 1. Изд-во АН СССР, 1961.

П а в л о в Н. В. Магномангнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. ИГЕМ, вып. 52.)

П и л и п е н к о П. П. Скарны и оруденение. Госгеолиздат, 1939. (Тр. МГРИ, т. 13.)

Р у д н и к В. А. К развитию представлений о скарнообразовании. Минералог. сб. ВСЕГЕИ, № 2, 1961.

С м о л и н П. П. Контактные процессы послегюрских интрузий. Изд-во АН СССР, 1960. (Тр. ин-та геологии рудных м-ний, петрографии, минерал. и геохимии, вып. 39.)

Ш а х о в Ф. Н. К теории контактовых месторождений. Изд-во АН СССР. Новосибирск, 1947. (Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 1.)

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

При современном состоянии наших знаний геолог, занимающийся изучением рудных месторождений, должен держать свой ум свободным в отношении существующих теорий рудообразования: теории эти слишком еще несовершенны.

С. Смирнов, 1947

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Гидротермальные месторождения создаются циркулирующими под поверхностью земли горячими минерализованными газожидкими растворами. Скопления полезных ископаемых гидротермального происхождения возникают как вследствие отложения минеральных масс в пустотах горных пород, так и в связи с замещением последних. Поэтому форма тел гидротермальных месторождений зависит, с одной стороны, от морфологии рудомещающих полостей, а с другой стороны, от очертаний замещаемых пород. Наиболее типичны для гидротермальных месторождений различные жилы. Среди них распространены также штоки, гнезда, штокверки, линзы, пластообразные залежи и сложные комбинированные тела.

Тела полезных ископаемых гидротермального генезиса обычно размещаются среди пород, подвергшихся гидротермальному изменению в процессе рудообразования. Кроме того, они, как правило, окаймляются ореолами рассеянной минерализации, постепенно затухающими по их периферии. В связи с этим тела полезных ископаемых гидротермальных месторождений часто не имеют четких границ и оконтуриваются по данным опробования на основе выбираемого минимального содержания ценных компонентов в руде.

Размеры тел полезных ископаемых гидротермального происхождения изменяются в очень широких границах. Так, например, отдельные кварцевые золотоносные жилы Березовского месторождения на Урале имеют длину 2—3 м, а Материнская жила Калифорнии протягивается на 200 км. На глубину от поверхности земли гидротермальные жилы местами прослежены до 2,5 км (золотые месторождения Индии).

Пустоты в горных породах, используемые для гидротермального рудообразования, разделяются на сингенетичные и эпигенетичные. К сингенетичным относятся: 1) промежутки между зернами породообразующих минералов, 2) плоскости напластования, 3) миаболитовые пустоты и пузыри эффузивов.

Эпигенетичные пустоты разделяются на нетектонические и тектонические. Среди нетектонических могут быть указаны: 1) пустоты растворения, 2) пустоты, возникающие при увеличении или сокращении объема горных пород, 3) пустоты, обязанные кристаллизации и перекристаллизации минеральных масс, 4) пустоты брекчий оседания, 5) пустоты вулканических брекчий. К тектоническим принадлежат: 1) полости межпластового и внутрисластового отслоения, 2) общая тектоническая трещиноватость горных пород, 3) отдельные разломы. Наибольшее значение для локализации гидротермального оруденения имеют тектонические пустоты.

Пористость горных пород обуславливается различными группами пустот. Общая, или теоретическая, пористость представляет собой отношение объема всех пустот к объему породы и выражается

в процентах. Общая пористость зависит от формы зерен, их взаиморасположения и степени сортировки по их размеру. Она варьирует от 0 до 55% (табл. 20).

Таблица 20

Пористость некоторых пород в процентах объема (по А. М. Овчинникову)

Порода	Пористость			Число определений
	средняя	максимальная	минимальная	
Граниты	1,00	1,90	0,02	50
Гнейсы	1,00	2,40	0,30	2
Кварциты	1,00	3,40	0,008	5
Мраморы	1,00	6,00	0,11	7
Эффузивы разные	2,00	6,00	0,60	19
Известняки плотные	3,00	6,90	0,20	7
Сланцы кровельные	4,00	10,28	1,16	59
Известняки пористые	5,00	34,00	0,21	76
Песчаники палеозоя	11,00	26,50	1,09	110
Песчаники постпалеозоя	20,00	42,00	2,29	683
Глины	35,00	55,00	18,30	321

Для циркуляции гидротермальных растворов сквозь горные породы значение имеет не общая, а *эффективная пористость*. Она определяется как отношение объема сообщающихся пор, обеспечивающих протекание жидкости, к общему объему породы. Для эффективной пористости важное значение имеет абсолютный размер пор. По этому признаку выделяется три группы пор: 1) сверхкапиллярные, или обычные поры с диаметром более 0,5 мм, движение жидкости по которым происходит по законам гидростатики, 2) капиллярные поры диаметром от 0,0002 до 0,5 мм, перемещение жидкости по которым обуславливается силами поверхностного натяжения или внешними силами (давление газа, статическое давление и пр.), 3) субкапиллярные поры диаметром менее 0,0002 мм, по которым движение жидкости при обычных условиях не происходит.

Эффективная пористость пород на путях циркуляции гидротерм обычно увеличивается на ранней предрудной стадии процесса в связи с явлениями выщелачивания, а затем вновь сокращается в рудную стадию при заполнении пор рудными минералами. Например, при предрудной альбитизации гранитов эффективная пористость возрастает от 0,5 до 6%, при скарнировании известняков пористость увеличивается от 0,4—0,9 до 2,5—5% (Ю. Розанов, 1961 г.).

Проницаемость определяется как свойство породы пропускать через поры жидкость или газ при наличии разности давления. Проницаемость выражается в единицах дарси. За единицу дарси принимается такая проницаемость, при которой через породу с поперечным сечением 1 см² и перепаде давления 1 атм на протяжении 1 см проходит 1 см³ жидкости вязкостью 1 снз.

Проницаемость зависит от ряда причин: размера зерен (увеличивается с их укрупнением); конфигурации пор; их взаиморасположения; направления движения раствора относительно структуры породы.

Проницаемость не зависит от пористости; так, например, высокопористые глины, как известно, являются плохо проницаемыми, а более низкопористые пески — хорошо проницаемыми. По величине проницаемости все породы разделяются на шесть групп. К первой группе принадлежит очень хорошо проницаемые породы с проницаемостью более 1 дарси, ко второй — хорошо проницаемые с проницаемостью от 1 до 0,1 дарси, к третьей — среднепроницаемые с проницаемостью от 0,1 до 0,01 дарси, к четвертой — слабо проницаемые с проницаемостью от 0,01 до

0,001 *дарси*, к пятой — очень слабо проницаемые с проницаемостью от 1 до 0,1 *миллидарси* и, наконец, к шестой — практически непроницаемые с проницаемостью менее 0,1 *миллидарси*.

Гидротермальные месторождения имеют огромное значение для добычи многих важнейших полезных ископаемых. Особенно они существенны для получения цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов. Резко подавляющая часть меди, свинца, цинка, сурьмы, молибдена, ртути, серебра, кадмия и лития, а также значительная доля кобальта, урана, олова и вольфрама извлекаются из руд гидротермального происхождения. Такой же генезис имеет преобладающее количество месторождений хризотил-асбеста, магнезита, флюорита, барита, а также некоторые существенные месторождения горного хрусталя, исландского шпата, флогопита, графита, апатита, вермикулита, драгоценных камней (турмалин, топаз, берилл).

Среди наиболее значительных работ по результатам исследования гидротермальных месторождений в первую очередь могут быть отмечены труды А. Бетехтина, С. Смирнова, О. Левицкого, Н. Хитарова, а среди зарубежных ученых — Л. Грейтона, В. Линдгрена, Т. Ловеринга, Г. Шнейдерхена.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Гидротермальные месторождения, как уже указывалось, формируются из горячих газожидких растворов. Большинство исследователей считает, что растворителем является вода с растворенными в ней минеральными солями и газами. Некоторые ученые, как, например, Р. Гаррелс и Д. Дихтер (см. сб. «Проблемы эндогенных месторождений», т. I, 1960), при помощи термодинамических расчетов показали, что углекислота в глубинных условиях земной коры может быть также жидкой и служить растворителем, из которого могут отлагаться руды.

Рудообразующие растворы могут принадлежать к взвесям, коллоидам и молекулярным.

Взвеси, или суспензии, к которым обычно относятся растворы с размером частиц дисперсной фазы, превышающей 0,1 *мк*, не имеют существенного значения при гидротермальном рудообразовании. Хотя, продвигаясь по зонам предрудного и интаррудного дробления, гидротермальные растворы могут взмучиваться тонкими продуктами тектонического дробления, переносить и отлагать их на путях своего движения.

Коллоидные растворы с размером частиц дисперсной фазы от 0,1 *мк* до 1 *ммк* играют более существенную роль в гидротермальном рудообразовании. Дисперсионной средой рудообразующих растворов служит вода и они относятся к гидрозолям. Как правило, это гидрофильные коллоиды с мицеллами различных соединений металлов, стабилизированных неорганическими электролитами. Формируются они конденсационным путем и, коагулируясь, обычно образуют гели. При дальнейшем синерезисе и окристаллизации возникают метаколлоидные минеральные массы.

Истинные, или молекулярные, растворы с размером находящихся в них ионов, групп ионов и молекул от 1 до 0,1 *ммк* представляются самыми существенными источниками гидротермального рудообразования. Для таких разбавленных растворов важны современные представления о теплотах фазового преобразования, растворимости и теплотах растворения, электролитической диссоциации, сольватации, диффузии и химической термодинамике. По гипотезе электролитической диссоциации, выдвинутой в 1883 г. С. Аррениусом (Швеция) и горячо поддерживавшейся в России И. Каблуковым, часть молекул растворенного вещества в разбавленных растворах расщеплена на ионы — положительно заряженные (катионы) и отрицательно заряженные (анионы). Степень

такого расщепления определяется коэффициентом диссоциации, представляющим отношение количества диссоциированных молекул к их общему количеству. Величина этого коэффициента в основном зависит от состава растворенного вещества и температуры раствора; с повышением последней он в большинстве случаев увеличивается. Чистая вода и вода растворов также диссоциирует на катион водорода и анион гидроксила. Десятичный логарифм концентрации водородных ионов в водном растворе, взятый с обратным знаком, называется «водородным показателем» и обозначается символом рН. При $pH = 7$ водный раствор нейтрален. При $pH > 7$ — щелочной и при $pH < 7$ — кислый. Нейтральная точка водородного показателя уменьшается с увеличением температуры и давления: так при 100° и давлении 1 атм она равна 6,1, при 218° и 23 атм она равна 5,7 (Н. Хитаров, 1961 г.).

Для характеристики водных растворов существенное значение имеет также окислительно-восстановительный потенциал, обозначаемый как Eh. Он определяет силу тока, возникающего между реагирующими веществами при их окислении — восстановлении, измеряется в микровольтах и может иметь как положительное, так и отрицательное значение. По отношению к воде он определяет способность окислителей отнимать водород, а восстановителей — кислород, являясь мерой отдачи электронов окисляющим и восстанавливающим веществом.

Согласно гипотезе сольватации, высказанной Д. Менделеевым в 1887 г., при растворении вещества происходит образование непрочных соединений их с растворителем — гидратов для водных растворов или сольватов для растворов вообще, находящихся в таком состоянии в растворе.

Диффузия обеспечивает выравнивание химического состава вследствие миграции растворенного вещества внутри раствора от участков их повышенной концентрации к участкам пониженной концентрации.

Процессы гидротермального рудообразования протекают в неоднородной минеральной среде, состоящей из твердых продуктов разложения вмещающих пород, выпавшего осадка, горячего раствора и его пара. По отношению к подобному рода гетерогенным системам Дж. Гиббс (США) еще в 1875 г. произвел термодинамические расчеты, позволившие ему вывести некоторые функции, изменение величин которых указывает направление химических реакций, возможных в системе. На основе первого и второго закона термодинамики он вывел условие равновесия между различным состоянием одного вещества, а также группы веществ. Равновесие в системе подчиняется правилу фаз.

Фазами называются физически и химически однородные части системы, отделенные друг от друга поверхностью раздела. Например, в минеральной системе гидротермального раствора могут быть фазы: 1) газовая, если она обособлена и не растворена в жидкой воде, 2) жидкая, 3) несколько твердых, по числу выпавших из раствора минералов.

Компонентами называются независимые химические вещества, которые будучи взяты в наименьшем числе позволяют выразить химический состав всех фаз системы. Коэффициент активности компонентов прямо пропорционален их концентрации. Величины, при помощи которых может быть описано состояние системы, называются параметрами. Среди них выделяются экстенсивные параметры, величина которых возрастает с увеличением массы системы или фазы (масса, объем, энтропия, теплосодержание и др.), и интенсивные параметры, величина которых не зависит от размеров системы (температура, давление, концентрация и др.). Изменение интенсивных параметров системы или, как их иногда называют, переменных величин, приводит к изменению вида равновесия, меняя соотношения между фазами.

Степень свободы определяется возможностью изменить равновесие системы при изменении переменных величин. Число степеней

свободы представляет собой наибольшее число переменных величин, которые могут меняться независимо друг от друга, не вызывая уменьшения числа сосуществующих фаз. Оно определяется по формуле:

$$F = 2 + n - r,$$

где F — число степеней свободы;
 n — число компонентов;
 r — число фаз.

Систему, лишенную степеней свободы, называют инвариантной (нон-вариантной); с одной степенью свободы — моновариантной; с двумя — дивариантной и т. д.

Условием равновесия изолированной системы является достижение ею максимальной энтропии, возможной при данной внутренней энергии системы. Химический потенциал определяется как пай внутренней энергии системы, приходящейся на единичные молекулярные количества компонентов, и вычисляется по формуле:

$$\mu_i = \mu_i^{\circ} + RT \ln N_i,$$

где μ_i° — величина постоянная при данных температуре и давлении;
 R — универсальная газовая постоянная;
 N_i — мольная доля компонента в растворе.

Согласно Д. Коржинскому (1957), компоненты, массы или моли которых являются факторами равновесия системы, могут быть названы инертными. В закрытых системах все компоненты инертны. Но в открытых природных минеральных системах могут быть вполне подвижные компоненты, химические потенциалы которых являются факторами равновесия системы. С каждым вполне подвижным компонентом связан один интенсивный фактор равновесия (химический потенциал, парциальное давление пара или концентрация этого компонента в одной из фаз). С каждым инертным компонентом связан один экстенсивный фактор равновесия (масса или мольное количество этого компонента).

Рассматривая различные гидротермальные растворы, следует иметь в виду их возможный комбинированный характер, при котором дисперсионная среда гидротермальных коллоидных растворов обычно представляет собой истинный раствор, иногда усложненный взвешенной в нем минеральной мутью.

Источники воды. Вода гидротермальных растворов может иметь тройное происхождение. Во-первых, это может быть магматическая или ювенильная вода, во-вторых — вода метаморфического происхождения и, в-третьих, — метеорная, или вадозная вода глубокой циркуляции.

Магматическая вода отделяется из магматических расплавов в процессе их застывания и формирования изверженных пород. Количество воды в магне может быть приблизительно оценено по его содержанию в быстро излившихся и застывших лавах. Так, в липаритовых перлитах и обсидианах вода находится в количестве от 0,2 до 4%, иногда составляя 8—10%. Опыты Р. Горансона с гранитными стеклами показывают, что гранитная магма при температуре 900° С и давлении, равном весу столба пород 15, 7,5 и 2 км, способна удержать и отдать при кристаллизации соответственно 9,35, 8,15 и 3,75% воды. Если принять за среднее содержание воды в расплаве 8%, удерживающееся при кристаллизации глубинных пород 1%, то 7% воды, высвобождающейся при этом, составит около 0,2 км³ от каждого кубического километра расплава.

Согласно Н. Хитарову (1959), высвобождение воды из магматического расплава, проникающего из нижних в верхние части земной коры, происходит по-разному для базальтовых и гранитных пород. Графическое сопоставление высвобождающегося количества воды при переходе с уровня

давления 3000 атм на уровень 2000 атм и затем на уровень 1000 атм наглядно иллюстрирует это положение (рис. 95). Из этого рисунка видно, что основная магма освобождает большее количество воды на глубине и поступает в верхние этажи в существенной степени обезвоженной. Кислая же магма, наоборот, имеет возможность отдавать свою воду по преимуществу в верхних горизонтах земли.

Миграция воды из магмы имеет сложную историю. При определенных условиях вода вначале может заимствоваться магматическим расплавом из окружающих пород, а затем при его раскристаллизации вновь выделяться в эти породы. Проникновение воды в магму, названное венгерским ученым Е. Ссадецки-Кардошом (1961) «трансапоризацией», осуществляется в связи с тем, что «под влиянием тепла магмы в боковых породах, содержащих летучие компоненты, образуется большое количество пара или газа с высоким давлением, значительная часть которого после заполнения и закупорки пор и трещин боковых пород проникает в еще жидкую и, следовательно, проницаемую магму».

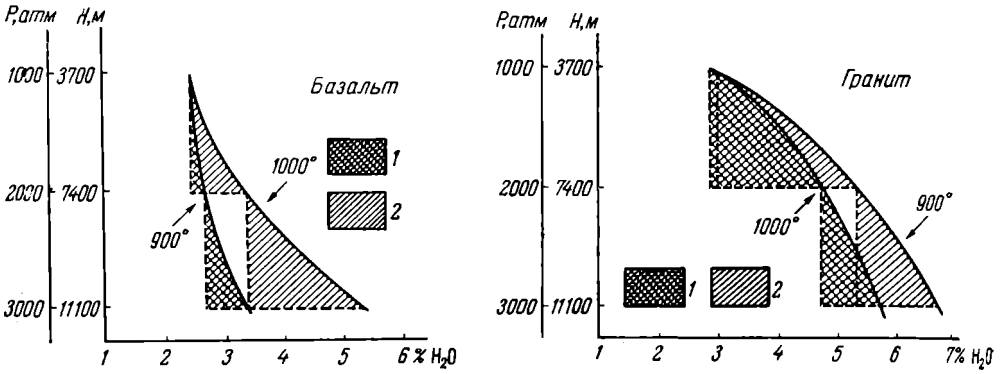


Рис. 95. Отдача растворенной воды базальтовым и гранитным расплавами в зависимости от давления и температуры. Жирные линии — кривые растворимости воды. По Н. Хитарову

1 — площади, характеризующие отдачу воды при переходе расплава с одного уровня на другой при 900°; 2 — то же для 1000°

Н. Хитаров (1959) на основании исследования диаграмм, изображенных на рис. 95, пришел к заключению, что поступление воды в базальтовую магму на всех уровнях ее существования в заметном количестве затруднительно. Наоборот, кислая магма до начала ее раскристаллизации на всем пути ее продвижения от уровня с давлением 3000 атм до поверхности не насыщена водой и обладает способностью поглощать ее из окружающих пород.

Таким образом, на ранней стадии внедрения магмы градиент давления, развиваемый парами воды, может быть направлен от вмещающих пород в магму и расплав окажется способным поглощать воду окружающих пород. В дальнейшем, по мере раскристаллизации расплава и увеличения газовой фазы в его составе, градиент давления меняет свой вектор на противоположный, обеспечивая истечение воды из магмы в окружающие породы.

Согласно Дж. Кеннеди (1957), последнему может способствовать диффузия воды из внутренних частей магматических объемов к их периферии. Это происходит потому, что вода в штоке магмы должна обладать одинаковым парциальным давлением. Но парциальное давление повышается с увеличением температуры. Поэтому в горячих глубоких частях штоков магматического расплава меньший объем воды обеспечивает такое же давление, что и больший ее объем в более холодных внешних частях магматической камеры. По мере охлаждения периферической части камеры,

в порядке выравнивания парциального давления воды, развивается диффузия воды и находящихся в ней соединений из внутренней к внешней части магматической массы. Происходит накопление воды по периферии магматических штоков, содействующее выносу ее в окружающие породы.

Метаморфическая вода формируется вследствие метаморфизма горных пород на глубине под воздействием возрастающих давления и температуры. Ее происхождение связано с мобилизацией вод, захороненных в поровом пространстве, и при дегидратации гидроксилсодержащих минеральных масс. В свежих слабометаморфизованных осадочных горных породах может находиться поровая, пленочная, капиллярная и конституционная вода. Количество всех этих форм воды может достигать 30% и более от веса породы. В интенсивно метаморфизованных породах содержание перечисленных форм воды сокращается и редко составляет более 1—2%.

Расчеты А. Саукова (1960 г.) показывают, что если принять удельный вес глинистых осадочных пород равным 2,5 и потерю воды при метаморфизме от 5 до 1%, т. е. равной 4%, то при данном превращении 1 км³ осадков высвободит около 100 млн. т воды, не считая еще больших масс ее, высвобождающихся в процессе диагенеза и литификации. Таким образом, при метаморфизме высвобождается огромное количество воды, способной питать гидротермальные растворы. Эксперименты показывают, что из глины, содержащей около 31% воды при давлении 6000 кг/см², отжимается около 65% исходного количества влаги; из известняка с влажностью 9,8% при такой же нагрузке выделяется около 50% воды (Хитаров, 1959).

Отдача воды породами повышается с возрастанием температуры. Если взять породу с пористостью 2,5% и содержанием воды 0,8%, то объем, занимаемый водой, будет равен 1,3 см³ на 1 г. Если эта порода попадет в условия с температурой 350° С, то удельный объем воды повысится до 1,56 см³ на 1 г и имеющейся пористости для нее не хватит. Чтобы сохранить воду в породе при этих условиях, потребуется сжатие до 1000 атм; при глубине залегания в 1100 м (300 атм) это обусловит избыточное давление воды в 700 атм. При переходе породы с водой в условия, определяющиеся температурой 400° С, избыточное давление достигнет 1200 атм. Это давление может служить одним из элементов движущей силы возникающих при описанных условиях гидротермальных растворов (Хитаров, 1959).

Гидротермальные воды, возникающие вследствие регионального прогрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма, продвигаются впереди общего фронта метаморфизма, опережая его и создавая авангардную зону гидротермальных процессов.

Д. Коржинский (1960) полагал, что подобного рода восходящие потоки ювенильных водных «сквозьмагматических» растворов на ранних стадиях своей деятельности обеспечивают гранитизацию пород, а на поздних, отделяясь от гранитных расплавов, создают всю гамму постмагматических продуктов, связанных с глубинным магматизмом. Но эти последние процессы, в сущности говоря, относятся уже к сфере образования метаморфогенных месторождений, где их и надлежит рассматривать.

Метерная вода свободной циркуляции может при соответствующих гидрогеологических условиях проникать в глубинные части земной коры, нагреваться, минерализоваться и приобретать свойства гидротермальных растворов. Такие воды могут возникать как вследствие их разогрева внутренним жаром Земли, так и благодаря их прогреву и минерализации при процессах глубинного магматизма. Так, например, по С. Набоко (1963) минерализация вадозных вод глубокой циркуляции на Камчатке и Курильских островах высокотемпературными вулканическими газами обусловила создание современных гидротерм этой вулканической провинции нашей страны.

Еще более определенно значение метеорных вод в гидротермальном рудообразовании подчеркивает А. Овчинников (1957). Он считает, что все жидкие воды земной коры находятся в условиях гидродинамического напора, при этом выделяется область создания напора и инфильтрации атмосферных вод и область их распространения с очагами разгрузки. А. Овчинников полагает, что концентрация рудообразующих компонентов и формирование рудных тел происходили в участках древних очагов разгрузки подземных вод.

Вероятно, многие гидротермальные растворы имеют смешанное происхождение, определяющееся вхождением в их состав двух и даже трех вышеописанных источников. Различить их по минеральным продуктам, формирующим гидротермальные месторождения, в меру современного состояния науки, невозможно. В связи с этим исключается возможность разделения этих месторождений на «истинно гидротермальные», т. е. образованные из магматических вод, и на «псевдогидротермальные», т. е. созданные водами метаморфического или метеорного происхождения.

Источники минерального вещества. Термальные воды недавно угасшего и современного вулканизма выделяют на путях их циркуляции в трещинах и порах разнообразные минеральные продукты, производя при этом гидротермальное изменение окружающих пород. Состав минеральных отложений и метасоматически преобразованных пород в известной мере зависит от химического состава термальных вод, определяющегося условиями их образования. В. Иванов (1961) выделяет четыре типа термальных вод областей современного вулканизма: 1) сероводородные углекислые, образующиеся в верхней окислительной зоне при участии вулканических газов и характеризующиеся сульфатами и сульфато-хлоридами сложного катионного состава; 2) азотно-углекислые, образующиеся в глубинных восстановительных условиях при ограниченном участии магматических и термометаморфических газов и характеризующиеся хлоридным или гидрокарбонатно-хлоридным, натриевым ионным составом; 3) углекислые, образующиеся в глубинных условиях при участии термометаморфических процессов и характеризующиеся хлоридным и хлоридно-гидрокарбонатным натриевым и кальциево-натриевым ионным составом; 4) азотные, образующиеся в глубинных восстановительных условиях без участия магматических и термометаморфических процессов и характеризующиеся сульфатно-хлоридным натриевым ионным составом.

В местах разгрузки высокотермальных минерализованных вод возникают процессы парообразования, дегазации с образованием газопаровых струй и вторичных обычно кислых поверхностных термальных растворов, осуществляющих гидротермальное изменение боковых пород.

Химический состав многих термальных вод при этом испытывает изменение, приводящее к выпадению в осадок различных минеральных соединений. Среди них распространены минералы, характерные для гидротермальных месторождений. Так, в осадках современных Камчатско-Курильских гидротерм отмечаются соединения свинца, цинка, меди, молибдена, мышьяка и других металлов. Термальный источник Стимбот Спринг в Неваде (США) отлагает у поверхности земли кремнистые туфы с весомыми количествами сернистых соединений ртути, сурьмы, мышьяка, меди, свинца, а на некоторой глубине из его осадков образовалась залежь кинговари. Горячие источники Исландии, Новой Зеландии и других районов мира содержат в своем составе медь, свинец, цинк, сурьму, ртуть, мышьяк, золото, серебро и другие металлы.

Грандиозные фумаролы «Долины десяти тысяч дымов» на Аляске, ежегодно выбрасывающие в воздух свыше миллиона тонн соляной и около 200 тыс. т плавиковой кислоты, рассеивают в горных породах магнетит, спекуларит, молибденит, пирит, галенит, сфалерит, ковеллин. При этом вмещающие горные породы претерпевают заметное гидротермальное изменение, приводящее к образованию зон адуляризации, хлоритизации, сери-

цитизации, цеолитизации, карбонатизации, алунитизации, аргиллитизации, каолинизации и опализации.

Феноменальны горячие воды глубокой скважины Южной Калифорнии, поступающие с глубины 2000 м и представляющие собой высококонцентрированный (36%) гидротермальный раствор — рассол, в состав которого входят хлориды щелочей, 2 г/т серебра, 25 г/т меди, 100 г/т свинца и 700 г/т цинка.

Хотя концентрация ценных минералов в отложениях современных термальных источников значительно ниже их концентрации в ископаемых гидротермальных месторождениях, все же их большое геохимическое сходство позволяет рассматривать последние как минеральные продукты древней гидротермальной деятельности.

Об источнике минерального вещества в термальных растворах, в том числе и об источнике металлов, формирующих гидротермальные месторождения, существует два представления. Большинство геологов считают, что главная масса металлов гидротермальных месторождений поступает из магматических расплавов. Некоторые геологи полагают, что металлические соединения целиком заимствованы из боковых пород в процессе инфильтрации сквозь них гидротермальных растворов. Подобные взгляды, получившие название «латеральсекреционной гипотезы», развивали немецкие ученые К. Бишоф, Ф. Зандбергер, И. Кенигсбергер, американский геолог Ч. Ван Хайз и др. По отношению к гидротермальным месторождениям свинца и урана их мнения придерживается также А. Тугаринов.

Латеральсекреционная гипотеза. Вышеперечисленные геологи основывали свои представления на том, что в составе пород, окружающих гидротермальные рудные тела тех или иных металлов, химические анализы устанавливают повышенное количество этих металлов. Как было доказано позднее, в данном случае причина оказалась спутанной со следствием. Повышенное количество металлов в породах вокруг рудных залежей не обусловило формирование гидротермальных месторождений этих металлов, а было обусловлено образованием последних и представляет ореолы рассеяния вещества гидротермальных рудных тел.

Латеральсекреционной гипотезе образования гидротермальных месторождений противоречит также обычное пересечение рудными жилами одного состава пород разного состава и возраста. Например, флюоритовые месторождения Забайкалья залегают среди конгломератов, аркозов, граувакк, алевролитов, углисто-глинистых сланцев, известняков, туфов, порфириров, сидеритов и гранитов, а ртутные месторождения Средней Азии расположены среди известняков, сланцев, песчаников, туфов, эффузивов и т. д. Этому также не соответствует нахождение гидротермальных жил разного состава в породах одного и того же комплекса. Например, среди кристаллических сланцев Большого Кавказа известны самостоятельные месторождения вольфрама, молибдена, олова, сурьмы и других металлов. Точно так же состав минералообразующих растворов газовой-жидких включений в гидротермальных минералах не зависит от состава вмещающих пород. С позиций латеральсекреционной гипотезы невозможно объяснить смену минерального состава последовательных стадий рудоотложения сложных многостадийных месторождений. Все это привело к тому, что в настоящее время латеральсекреционная гипотеза не рассматривается в качестве универсальной, хотя и не исключается возможность заимствования некоторой части вещества, идущего на постройку гидротермальных тел, из окружающих и подстилающих их пород. Последнее обстоятельство будет рассмотрено ниже.

Магматическая гипотеза. Традиционные представления магматистов сводятся к тому, что основным источником минерального вещества гидротермальных месторождений является магматический расплав.

Предполагается, что такой расплав содержит воду в количестве 1—5%, металлы, серу, углерод и галоиды общим количеством в десятые доли процента.

Согласно этим представлениям магматические массы в процессе их остывания и кристаллизации обогащают гидротермальные растворы минеральными соединениями, последующее отложение которых на путях циркуляции этих растворов и приводит к созданию гидротермальных месторождений. Концентрация элементов в остаточных продуктах кристаллизации магмы осуществляется вследствие:

1) накопления избыточных элементов, остающихся от постройки порообразующих силикатов (кремний, щелочи);

2) легкоплавкости, сохраняющей элементы в жидкой фазе при остывании расплава;

3) летучести, обусловленной низкой температурой кипения элементов, входящих в соединения с летучими: хлором, фтором, бором и др.;

4) низкого теплопоглощения при образовании соединений, выпадающих в осадок (принцип Ле Шателье);

5) отклонения в размерах атомов от элементов сходной валентности, не позволяющее изоморфно входить в решетки порообразующих силикатов;

6) различных поляризационных свойств ионов.

Магматическая гипотеза опирается на ряд фактических данных. На всем земном шаре отмечается совместное распространение магматических горных пород и ассоциированных с ними гидротермальных месторождений, особенно тесное в складчатых областях, возникших на месте геосинклиналей. Более того, нередко наблюдаются постепенные переходы через пегматиты или скарны к ореолам гидротермальных образований вокруг массивов изверженных пород, свидетельствующих о генетической связи продуктов прошлой гидротермальной деятельности с этими массивами или их глубинными очагами. В ряде случаев состав элементов-примесей изверженных пород соответствует химическому составу ассоциированных с ними гидротермальных месторождений. Нередко наблюдается тождественность соотношения стабильных изотопов отдельных элементов изверженных пород и тяготеющих к ним месторождений. Все это дает основание предполагать, что главным поставщиком минеральной массы гидротермальных месторождений, особенно металлических элементов, служат магматические очаги. Однако, как указывалось выше, это не исключает возможного заимствования части вещества из горных пород на путях движения гидротермальных растворов с последующим его перетолжением среди минеральной массы гидротермальных месторождений.

Переотложение вещества боковых пород. Гидротермальные растворы наиболее широко переотлагают соединения петрогенных элементов, менее — промежуточных и совсем редко — металлогенные элементы.

Петрогенные элементы, входящие в состав гидротермальных месторождений, к которым прежде всего относятся кремний, кальций и магний, калий и хлор, а также глинозем и железо, часто заимствуются из пород, по которым протекали гидротермальные растворы.

Кремний скоплений горного хрусталя в кварцевых жилах извлекался гидротермальными растворами из толщ кварцитов и песчаников, в которых они залегают (П. Татаринов, 1963 г.).

Кальций и магний жильных карбонатов многих гидротермальных месторождений привнесен растворами из подстилающих или окружающих пород. Такими породами могут быть как карбонатные, так и иные, например, средние и основные изверженные, при гидротермальном разложении основных плагноклазов которых освобождается кальций, а при разрушении пироксенов — магний и железо, идущие на постройку таких гидротермальных минералов, как кальцит, доломит, анкерит, сидерит. Таков генезис карбонатов золотоносных жил типа месторождения Зод на

Кавказе, залегающих в габбро. Кальций, необходимый для образования шеелита вольфрамовых месторождений, также обычно заимствуется из кальцийсодержащих минералов, обычно из карбонатов, иногда из основных плагиоклазов, как, например, на месторождении Чарух Дайрон в Средней Азии.

Калий в процессе образования серицитовых или каолиновых масс гидротермальных месторождений мобилизуется из калиевых силикатов вмещающих пород.

Хлор, входящий в состав скаполита некоторых месторождений, извлекается гидротермальными растворами из подстилающих эти месторождения пластов каменной соли; так Г. Соколов и Н. Павлов трактуют генезис магномангнетитовых месторождений района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы.

Изучение условий переотложения петрогенных элементов гидротермальными растворами в различных условиях глубинности геологически юной Камчатской рудной области, выполненное М. Василевским (1960 г.), показало, что оно происходит дифференцированно и зависит от изменения давления и температуры процесса и парциального давления кислорода. По мере падения давления и температуры и увеличения парциального давления кислорода первыми перестают выноситься из боковых пород и переотлагаться более инертные компоненты, затем менее инертные и, наконец, при низком давлении, температуре и высоком парциальном давлении кислорода, характеризующих приповерхностное минералообразование в зоне затухающей поствулканической деятельности — подвижные компоненты. Для этих условий выявлен ряд относительной подвижности переотложения (в порядке от более инертных к более подвижным компонентам): Al_2O_3 , SiO_2 , MgO , FeO , Fe_2O_3 , K_2O , CaO , Na_2O , рудные компоненты, H_2O , SO_3 . Среди рудных компонентов более подвижны мышьяк, сурьма и ртуть, менее подвижны свинец, медь и цинк.

Соединения петрогенных элементов рудовмещающих пород, высвобождающиеся при формировании метасоматических залежей, нередко вновь осаждаются на путях восхождения гидротермальных растворов, образуя скопления кварца, карбонатов и других переотложенных минералов над рудными телами, являющихся хорошими поисковыми признаками рудных тел, не выходящих на поверхность земли.

Промежуточные элементы гидротермальных месторождений, к которым относятся железо и марганец, также иногда заимствуются из окружающих пород. Хорошо известно использование железа биотита для образования пирита под воздействием серосодержащих гидротермальных растворов, приводящее к образованию золотоносных березитов. Железо, высвобождающееся при гидротермальном разложении пироксенов, идет на создание анкерита и сидерита золотоносных листовитов. Источником железа для гидротермального сидеритового месторождения Абаил в Южном Казахстане В. Гарьковец считает залегающие под ним сланцы, обогащенные анкеритом. Скопления марганцевых минералов родонита, бустамита, марганцовистого геденбергита в месторождениях Карамазара в Средней Азии, залегающих в известняках, А. Королев объясняет извлечением марганца гидротермальными растворами из толщи вулканогенных пород, подстилающих известняки.

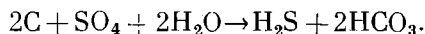
Металлогенные элементы гидротермальных месторождений иногда могут заимствоваться из окружающих пород. Вероятно, для скоплений настурана, находящегося в ассоциации с типичными гидротермальными минералами в секущих трещинах среди ураноносных черных сланцев или фосфатизованных песчаников, уран извлекался из боковых пород.

Гидротермы, циркулирующие по ультраосновным и основным породам, могут извлекать из них никель и кобальт и переотлагать их в гидротермальных месторождениях в форме шмальтин-хлоантита, герсдорфита,

пентландита, миллерита и виоларита. Таково происхождение этих минералов в золотоносных жилах Зода (Кавказ), залегающих в габбро, в свинцово-цинковых жилах Тызыла (Кавказ), находящихся в змеевиках, и в других местах. В. Барсуков, А. Беус и другие объясняют формирование рудоносных растворов мобилизацией таких элементов, как олово, бериллий и вольфрам, первичнорассеянных в граните, в результате метасоматической переработки гранитов высокотемпературными постмагматическими растворами.

Некоторые геологи полагают, что в гидротермальных рудных месторождениях металлы не полностью, а лишь частично заимствуются из окружающих пород. Так, А. Тугаринов и А. Змеенкова (1960) по соотношению изотопов свинца в месторождениях Канады, Австралии и СССР заключают, что часть свинца этих месторождений (от 0 до 37%) извлечена растворами из вмещающих пород. Такие месторождения Т. Ловеринг предложил называть диплогенетическими.

Сероводород, очень важный компонент для гидротермального сульфидного рудообразования, мог быть, по мнению А. Германова (1953), выделен из сульфатных вод глубокой циркуляции при их соприкосновении с битуминозными породами под воздействием сульфатредуцирующих бактерий по следующей реакции:



Для образования одного моля сероводорода и двух молей углекислоты при этом расходуется два моля углерода, заимствуемого из битумов.

О регенерированных месторождениях. В связи с рассмотрением условий переотложения вещества горных пород при формировании гидротермальных месторождений уместно задержаться на гипотезе образования регенерированных месторождений. Эта концепция появилась в связи с высказываниями немецкого геолога Г. Шнейдерхена в 1952—1953 гг. и возникшей вслед за этим оживленной дискуссией, захватившей в основном европейских геологов, занятых исследованием эндогенных рудных месторождений.

Сущность этой гипотезы сводится к следующему. Со времени кембрия во всех рудоносных провинциях мира якобы имел место только один главный металлогенический орогенез. В Евразии это был герцинский, а в западной части Америки, точнее в пределах Тихоокеанского пояса, им оказался киммерийский металлогенический период. Все более ранние постпротерозойские периоды, точно так же как и более поздние, по мнению сторонников этой гипотезы, были бесплодны в отношении первичных металлообразований. Однако при более поздних орогенезах могла происходить мобилизация и переотложение вещества месторождений, созданных при более раннем главном металлогенезе, с образованием вторичных эндогенных концентраций, которые и предложено называть регенерированными месторождениями. По мнению сторонников этой гипотезы, все киммерийские и альпийские месторождения Средиземноморского пояса образованы вследствие переотложения вещества эндогенных рудных месторождений герцинской металлогенической эпохи.

Формирование регенерированных месторождений протекало, вероятно, по разному в различной геотектонической обстановке. В платформенных и полуплатформенных условиях перегруппировку вещества могли осуществлять гидротермальные растворы, выносящие по глубоким расколам металлические элементы из месторождений нижнего структурного яруса в слабдеформированные толщи пород верхнего яруса. В случае вовлечения рудоносной площади в новый, молодой орогенез, при отсутствии или слабом проявлении синорогенного плутонизма переотложение рудных элементов осуществлялось, кроме того, в результате тектоно-метаморфических процессов. В тех же условиях, но при развитии синорогенного

магматизма переотложение рудного вещества происходило также при его мобилизации продуктами молодых магматических пород и палингенетического псевдомагматизма.

У этой гипотезы имеется ряд слабых мест. Она не учитывает каледонскую металлогенезию, что совершенно неправильно. В областях каледонской складчатости и магматизма (Алтае-Саянская область, Казахстан, Тянь-Шань, Урал и др.) распространены каледонские месторождения, хотя и менее интенсивные, чем герцинские, но тем не менее включающие в свой состав реальные промышленные объекты руд железа, золота и цветных металлов. В полициклических рудных провинциях, таких, как Забайкалье с его герцинскими и киммерийскими месторождениями, Кавказ с герцинскими, киммерийскими и альпийскими месторождениями и других, не имеется никаких доказательств в пользу образования всех месторождений молодых циклов по способу заимствования рудного вещества месторождений древних циклов. Наоборот, обычная наибольшая концентрация руд в месторождениях молодых циклов, различное соотношение стабильных изотопов в рудных минералах месторождений молодых и старых циклов свидетельствуют о их самостоятельном первозданном происхождении.

Защитники рассматриваемой концепции совершенно не освещают химизм процесса регенерации руды, обычно сложенной неподатливыми к легкому растворению и переотложению силикатами, окислами, сульфидами и другими соединениями. В этой гипотезе делается упор только на концентрацию вещества при захвате его в процессе последующей магматической, метаморфической и гидротермальной перегруппировок, но абсолютно не учитывается его тенденция к распылению, которая в этих условиях будет преобладать. Поэтому освещаемая гипотеза в полном ее объеме не может быть принята. Однако при процессах тектонической, магматической и геохимической регенерации в отдельных, вероятно редких случаях, вещество ранее существовавших месторождений может быть использовано при формировании новых молодых месторождений.

Примером таких образований может служить свинцово-цинковое гидротермальное месторождение Чункей в Северном Тянь-Шане. Жилы этого месторождения залегают в третичных конгломератах, а изотопные соотношения свинца галенита его руд в точности соответствуют изотопному составу свинца галенитов герцинских месторождений, распространенных в палеозойских породах, подстилающих рудовмещающие третичные конгломераты. Это обстоятельство позволяет рассматривать месторождение Чункей как альпийское, образованное, вероятно, вследствие регенерации вещества герцинских рудных залежей.

Роль магматической ассимиляции. Рудопроизводящие магмы могут в той или иной степени обогащаться различными элементами, в том числе и металлами при их ассимиляции в составе боковых пород, переплавляемых магматическим расплавом. При последующей раскристаллизации расплава эти элементы могут выноситься в растворах летучих соединений и вводиться в состав гидротермальных месторождений. Значение магматической ассимиляции в мобилизации вещества вмещающих пород, идущего затем на создание постмагматических месторождений, разные геологи расценивают по-разному. Некоторые исследователи приписывают ей исключительную роль в так называемой *металлогенетической специализации магмы*, определяющейся тем, что каждой рудной провинции свойственны месторождения определенных металлов. А. Никольский (1955 г.), отметив, что кларк олова песчано-сланцевых отложений выше среднего в 5—20 раз, объясняет этим развитие гидротермальных оловянных месторождений почти исключительно в связи с гранитами, прорывающими песчано-сланцевые отложения и ассимилировавшими из них этот металл. П. Кропоткин (1955 г.), принимая во внимание пространственную приуроченность гидротермальных золотых месторо-

ждений и ассоциированных с ними гранитоидов к площадям развития основных эффузивных пород, обладающих повышенным кларком золота, полагает, что их образование связано с ассимиляцией гранитной магмой эффузивных пород.

Однако эти и подобные им утверждения достаточно спорны. Дело заключается в том, что в любом магматическом расплаве находятся все элементы, необходимые для создания гидротермальных тел, в таком количестве, что их с огромным избытком хватит на образование любых самых крупных месторождений. При решении проблемы образования гидротермальных месторождений из магматического расплава основное внимание должно быть обращено не на источник магматогенных элементов, необходимых для формирования постмагматических месторождений, а на механизм отделения их от магмы.

Магма при ассимиляции окружающих пород, вероятно, осваивает и ценные их элементы, в том числе и металлы. Часть этих металлов позднее выносятся из остывающих расплаво́в гидротермальными растворами и входит в состав месторождений. Косвенным свидетельством этому может служить, например, повсеместное распространение гидротермальных урановых месторождений на площадях широкого развития уранопосных толщ осадочных пород, прорываемых рудообразующими интрузиями. Однако удельное значение этого явления все еще не ясно. Скорее всего в общем случае оно несущественно и лишь иногда заметно отражается на составе постмагматических месторождений.

Температура образования

Завершение раскристаллизации гранитной магмы на глубине происходит при температуре 1000—800°. Начальная температура гранитного пегматитового расплава определяется в 800—700°. Непосредственное измерение температуры газовых струй современных вулканов показывает, что, хотя в отдельных редких случаях оно достигает 1018° (вулкан Парикутин в Мексике), обычно же лежит ниже 700°. Так, например, температура вулканогенных эксгаляций в разных пунктах «Долины десяти тысяч дымов» (Аляска) колеблется от 645 до 50°. Определение температуры осаждения минералов некоторых гидротермальных жил по их газовой-жидким включениям (см. ниже) показывает максимальное ее значение в 540—560° (кварц из Тетюхе Дальнего Востока, топаз Шерловой горы из Забайкалья и др.). Все это позволяет считать, что начальная температура гидротермального рудообразования может находиться близ 700—600° и, постепенно понижаясь, опускаться до 50—25°. Наиболее обильное гидротермальное рудообразование происходит в интервале 400—100°.

Все приемы определения температуры отложения минералов из гидротермальных растворов, согласно Н. Ермакову (1950) и Э. Ингерсону (1958 г.), разделяются на *о б с е р в а т и в н ы е*, связанные с наблюдениями за некоторыми признаками минералов геологических термометров, и *и с с л е д о в а т е л ь с к и е*, обусловленные необходимостью выполнения тех или иных лабораторных исследований этих минералов для оценки температуры их образования.

Температура формирования минералов по первой группе признаков определяется согласно точкам их плавления, диссоциации, полиморфных переходов, распада твердых растворов, перекристаллизации, эвтектики, природной ассоциации, изменения физических свойств, изменения габитуса кристаллов, а также на основе данных гидротермального синтеза.

Температура плавления минералов определяет верхний предел их образования. Она существенно меняется в зависимости от среды минералообразования, особенно в присутствии летучих. Кроме того, при повышении температуры до плавления отдельные минералы могут распадаться на смесь других минералов, каждый из которых спосо-

бен плавиться самостоятельно. Для гидротермальных месторождений имеет значение температура плавления самородного висмута 264—271°, фиксирующая верхний предел температуры образования месторождений, в рудах которых находится самородный висмут.

Температура диссоциации минералов используется для тех же целей. Дегидратация гидроксилсодержащих силикатов происходит при температуре более 400° и имеет ограниченное значение для регистрации температуры гидротермального минералообразования. Декарбонатизация протекает при более низких температурах и также может быть использована для этих целей. Так, сидерит разлагается в интервале 200—490°, доломит от 500 до 800°, кальцит от 880 до 920°. Десульфидизация некоторых сернистых металлов осуществляется при еще более низких температурах: аурипигмент распадается при температуре 190—220°, кубанит при 235°, киноварь при 338—358°, марказит при 440—475°, пирит при 600° диссоциирует на пирротин и пары серы. Следует иметь в виду, что температура диссоциации с глубиной по мере увеличения давления заметно возрастает и роль ее в определении температурного режима гидротермального рудообразования падает.

Переход полиморфных минералов имеет большее значение для фиксации температуры гидротермального процесса. Можно указать на переход бета-кварца в альфа-кварц при 573°, маггемита в гематит при 500°, тетрагонального халькопирита в кубический при 500°, кубического аргенита в ромбический аканит при 179°, ромбического халькозина в гексагональный при 105°. Наличие примесей в минералах может существенно изменить температуру точек их перехода.

Распад твердых растворов устанавливает предельную температуру существования гомогенной минеральной фазы до распада ее на составляющие минералы. Наиболее показательны температуры структур распада минералов системы Cu—Fe—S—O . Так, распад с образованием пары халькозин — ковеллин происходит при температуре 75°, халькопирит — пирротин при 250°, борнит — халькопирит при 300°, халькопирит — кубанит при 450°.

Перекристаллизация минералов иногда может быть использована для определения температуры их образования. Например, самородное серебро перекристаллизовывается при 200°, самородная медь при 450°.

Температура эвтектики может быть полезна для геологической термометрии, когда можно доказать, что взаимное прорастание минералов относится к структуре эвтектики. Примером их могут служить эвтектические срастания халькозин — галенит — аргентит при 400°, прусит — пираргирит при 465°, магнетит — ульвошпинель при 500°.

Ассоциации минералов могут иногда служить указателем температуры их образования. Экспериментальным и расчетным путем установлены возможные ассоциации минералов в условиях разных температур и давлений для различных систем. Примером таких минеральных равновесий, более всего отвечающих гидротермальным условиям значений температуры и давления, могут служить минеральные ассоциации, возникающие в системе $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$, изображенной на рис. 96. На этом рисунке показано семь кривых моновариантного равновесия, разделяющих восемь полей дивариантного равновесия. В дивариантных областях могут совместно существовать три фазы, так как в системе имеется три компонента. Различные минеральные комбинации, которые могут существовать в каждой области, устанавливаются при помощи треугольных диаграмм, в вершинах которых находятся вода, кварц и корунд. Переходя из одного дивариантного температурного поля в последующие, можно видеть как меняются естественные ассоциации минералов с изменением температуры. Так, каолин исчезает при температуре свыше 400°, монтмориллонит при 430°, пирофиллит и диаспор, наоборот, появляются

после 300°, причем последний вновь исчезает после 430°, силлиманит, андалузит и кианит возникают лишь после 430°.

Изменение физических свойств минералов принимается в расчет при рассмотрении температуры их возникновения. Например, флюорит обесцвечивается при 175°, дымчатый кварц и аметист теряют окраску при 240—260°, плеохроичные кольца в слюде разрушаются при 480°.

Габитус кристаллов, законы их двойникования и прорастания иногда связаны с температурой их образования. Изменение габитуса кристаллов с изменением температуры их образования изучено

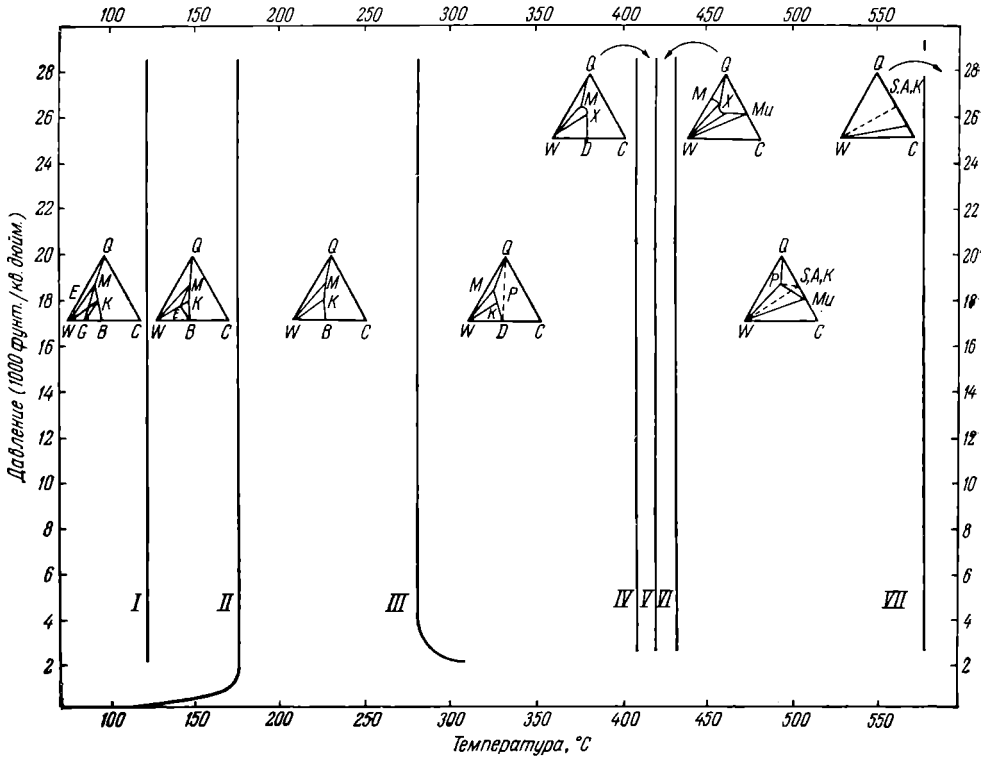


Рис. 96. Линии моновариантного равновесия в системе $Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$.
По Рою и Осборну

Фазы: W — вода; Q — кварц; C — корунд; E — энделлит; K — каолинит; X — X-фаза; M — алюминистый монтмориллонит; P — пирофиллит; B — бемит; D — диаспор; Mu — муллит; S, A, K — силлиманит, андалузит, кианит

для касситерита, апатита, берилла, циркона, кварца, кальцита, флюорита и некоторых сульфидов (Ермаков, 1950). Различие текстур и структур руд разных температурных градаций отмечено у П. Рамдора (1962 г.).

Гидротермальный синтез минералов может дать важные сведения для определения температуры природного гидротермального минералонакопления. В специальной литературе по этому вопросу имеется большой фактический материал по температурным полям устойчивости полевых шпатов, слюд, хлоритов и других минералов.

На рис. 97 приведены данные о полях устойчивости некоторых гидротермальных минералов в зависимости от кислотности — щелочности среды.

Сводные сведения по минералогической термометрии приведены в табл. 21.

Лабораторные методы определения температуры гидротермального минералообразования используют исследование газовой-жидких включений элементов-примесей, термоэлектрических потенциалов, термолюминесценцию и изотопный анализ.

Газово-жидкие включения, сохраняющиеся в отдельных минералах гидротермального происхождения, могут быть использованы для определения температуры отложения этих минералов. Существует два способа определения температуры гидротермального процесса по исследованию газовой-жидких включений — способ гомогенизации и способ декрепитации. В первом случае минерал нагревают и под микроскопом следят за моментом превращения двухфазового включения (жидкость с пузырьком газа) в гомогенную фазу. Этот момент и фиксирует температуру образования минерала, которую исправляют на значение давления, определяемого по предполагаемой глубине гидротермального минералообразования (рис. 98).

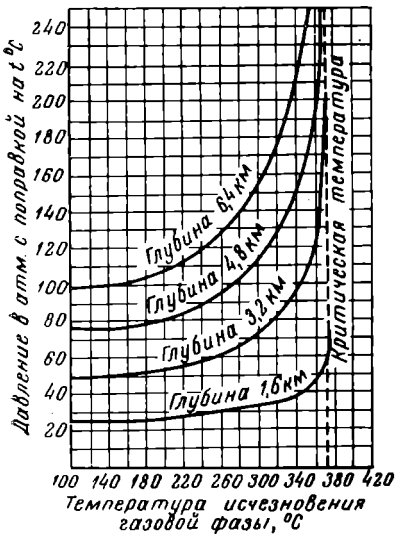


Рис. 98. Кривые поправок к температуре исчезновения газовой фазы жидких включений для различных давлений, господствовавших во время образования минерала. По Кеннеди

стеме FeS—ZnS количество руды, является функцией температуры образования, как это показано на диаграмме фазового равновесия (рис. 101). Схема изменения температуры

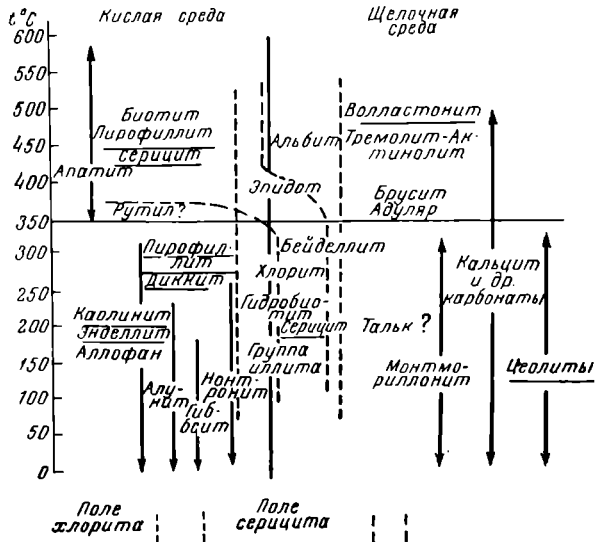


Рис. 97. Влияние температуры и кислотности на поля образования некоторых гидротермальных минералов. Подчеркнутые минералы имеют совершенно точно установленные поля. По Стрингему

Этот момент и фиксирует температуру образования минерала, которую исправляют на значение давления, определяемого по предполагаемой глубине гидротермального минералообразования (рис. 98). Если гомогенизация происходит путем растворения газовой фазы в жидкой, минерал, вероятно, отложился из жидкого раствора, если же гомогенизация наступает вследствие перехода жидкой фазы в газовую, то считают, что минерал выделился из газового раствора при пневматолитизе.

В связи с этим различают два типа кривых гомогенизации (рис. 99). По способу декрепитации исследуемый минерал дробят в порошок, затем нагревают и следят за моментом растрескивания минеральных частиц из-за разрушения их стенок при возросшем давлении заключенных в них газовой-жидких включений. По кривым декрепитации определяют температуру образования минерала (рис. 100).

Элементы-примеси входят в состав гидротермальных минералов в определенной пропорции, отвечающей температуре их формирования. В системе FeS в сфалерите, согласно Г. Калле-

Список минералов геологических термометров

Температура, °C	Минерал, процесс	Характеристика температу- рной точки	Примечание
1890	Оливин (форстерит)	Точка плавления	
1713	Кристобалит	То же	
1600	Силлиманит в муллит и кремнезем	Точка перехода	
1470	Тридимит в кристобалит	То же	
1400	Андалузит в муллит и кремнезем	»	
1200	Кианит в муллит и кремнезем	»	
1185	Базальтовая лава в Ки- лауза	Измерение	
1180	Волластонит в псевдо- волластонит	Точка перехода	MgSiO ₄ поднима- ет до 1300°
1120	Галенит, плавится	Точка плавления	
1100	Тремолит, верхний пре- дел	То же	
1100	Альбит, плавится	»	
1145	Эвтектика PbS—ZnS, плавится	»	PbS 94%
1020	Сфалерит в вуртцит	Точка перехода	При 17% 880°
955—1140	Ромбический пироксен в моноклинный пиро- ксен	То же	Верхний предел ромбического пироксена
900	Адуляр в санидин	»	Шлаковый
900 ?	Кальцит диссоциирует при 1 атм	Точка диссоциации	40 атм 1100°
870	β-кварц в тридимит	Точка перехода	Шлаковый
830—900	Кобальтин, превраще- ние	То же	
800	Гранат, теряет двупре- ломление	—	
600—700	Углекислота, выделяет- ся из известняка	—	800 при 40 атм
685	Пирит в пирротин + сера (1 атм)	Диссоциация	
630	Эвтектика аргентит-гале- нит, плавится	Точка плавления	
609	Джемсонит, плавится	Точка плавления	Инконгруентно
600	Пигмент, выделяется из известняка	—	
575	α-кварц в β-кварц	Точка перехода	Быстро
550 ?	Сфалерит и халькопи- рит, распадаются	Распад твердого раство- ра	
546	Стибнит, плавится	Точка плавления	
550	Амфибол в пироксен	Перекристаллизация	При 200 атм
550	Маггемит—гематит	То же	
500—900	Волластонит	Перегруппировка	Неопределенное
500	Халькопирит	?	
485	Плагионит—стибнит, эвтектика	Точка плавления	
481	Слюда, плеохроичные кольца, разрушение	—	
475	Борнит—халькопирит, распадаются	Распад твердого раство- ра	Образуются выше 475°
473	Пираргирит—прусит, твердый раствор	Точка плавления	Минимум
472	Калаверит, плавится	То же	
450	Кубанит—пентландит, распадаются	Распад твердого раство- ра	
450 ?	Пентландит—пирротин, распадаются	То же	
450	Кубанит—халькопирит, распадаются	»	?

Температура, °C	Минерал, процесс	Характеристика температурной точки	Примечание
700	Магнетит—ильменит, распадаются	Распад твердого раствора	Сомнительно
675	Гематит—ильменит, распадаются	То же	Слишком высоко
450	Марказит в пирит	Точка перехода	Медленная Быстрая
440	Арагонит в кальцит	То же	
400	Самородная медь, перекристаллизуется	Перекристаллизация	
400	Метациннабарит в киповарь	Точка перехода	
400—500	Образование известковых силикатов	—	
400—500	Натриевый хлорид, кривая растворимости	Жидкие включения	
350—400	Сидерит в гематит	Диссоциация	Не доказана
350—400	Халькопирит—сфалерит, распадаются	Распад твердого раствора	
310—320	Аурипигмент и реальгар, плавятся	Точка плавления	
300	Дымчатый кварц, обесцвечивается	—	
274	Висмут, плавится	Точка плавления	Быстрая
268	Карналлит, превращение	Точка перехода	
262	Ag ₂ Bi, эвтектика	Точка плавления	
265	Борацит, ромбический в кубический	Точка перехода	
250	Ag ₃ Sb, эвтектика	Точка плавления	
240—260	Дымчатый кварц и амелист, теряют цвет	—	
235	Кубанит I в кубанит II	Точка перехода	
235	Халькопирит в кубанит и пирротин	Распадение	
215	Ильменит, превращение	То же	
200—250	Аллемонит, распадается на AsSb	Распад твердого раствора	
200	Серебро, перекристаллизуется	Перекристаллизация	
184	Калаверит	Точка перехода	Медленно
175—225	Борнит—халькозин, распадаются	Распад твердого раствора	
150	Ag ₂ Fe	—	
135	Сфалерит из долины р. Миссури	Пузырьки исчезают	
133	Ag ₂ S ₂	—	
130	Гётит, неустойчив	—	
119	Сера, плавится	Точка плавления	
100	Штроемерит, превращение	Точка перехода	
100±	Цеолиты, максимальный предел образования	—	Низкое давление
100±	Адуляр		Нижний предел Быстро
93—105	Халькозин ромбический в кубический	Точка перехода	
70—75	Халькозин—ковеллин, распадаются	Распад твердого раствора	
75	Висмут, превращение	Точка перехода	

кристаллизации сфалерита с глубиной в полиметаллической залежи показана на рис. 102. О температуре образования можно судить по количеству окиси титана в титаномagnetите, скандия в биотите, распределению альбита между ортоклазом и анортитом (Ингерсон, 1958).

Термоэлектрические потенциалы гидротермальных сульфидов, измеряемые в паре с металлом, выявляют изменение вели-

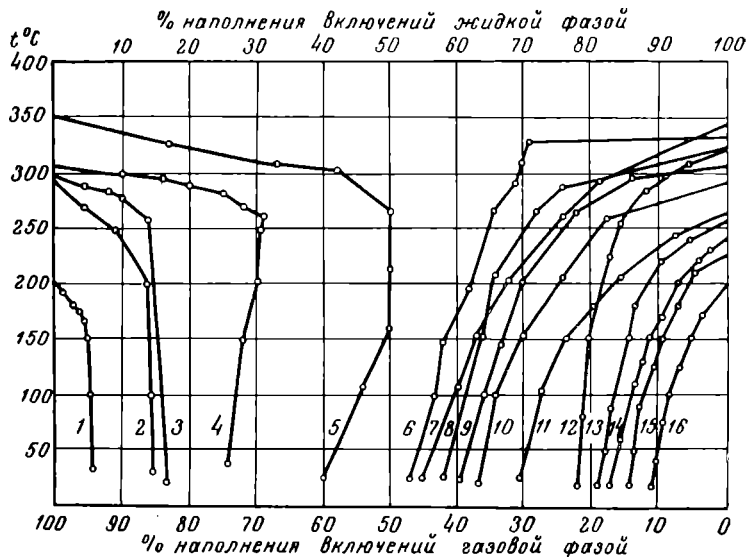


Рис. 99. Ход гомогенизации газовых и жидких включений в гидротермальных кварцах разных месторождений.

По Н. Ермакову

1—5 — второй тип гомогенизации; 6—16 — первый тип гомогенизации. Виды гомогенизации: 4 и 5 — гомогенизация с точкой инверсии, 6 и 8 — гомогенизация с точкой кипения, 12 — гомогенизация многофазового включения

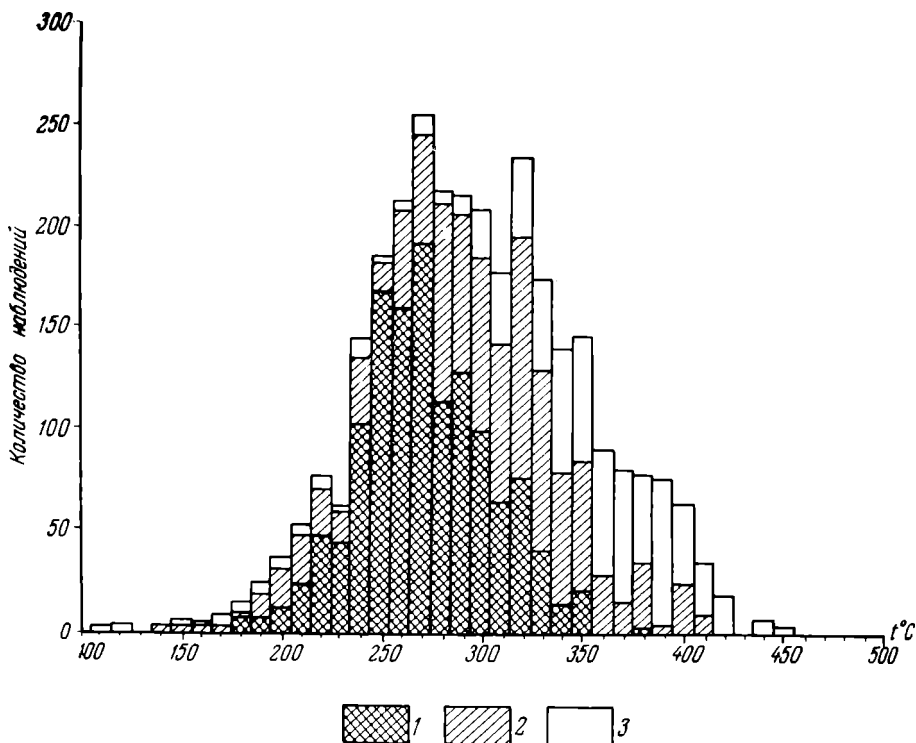


Рис. 100. Гистограмма распределения температуры декрепитации включений в сферулитах (исследовано 37 образцов в микротермометрической лаборатории кафедры полезных ископаемых геологического факультета МГУ, материалы аспиранта Сьюй Го-цина)

1 — интенсивное взрывание; 2 — средней интенсивности взрывание; 3 — слабое взрывание

чины их электропроводимости в зависимости от температуры образования. Такие исследования для пиритов производил Ф. Смит, для галени-тов — Г. Горбатов.

Термолюминесценция для оценки температуры минералообразования может быть использована путем сопоставления кривых температурного высвечивания минералов, прогретых в природных условиях до разного предела.

Изотопный анализ позволяет по соотношению изотопов определять температуру отложения минерального вещества. Это обусловлено различной интенсивностью фракционирования разных изотопов одного и того же элемента при меняющейся температуре. Наиболее широкое применение для этих целей нашел анализ соотношений изотопов O^{16} и O^{18} . В частности, по соотношению этих изотопов удается различать «холодные» доломиты морского осадочного происхождения от «горячих» доломитов гидротермального генезиса.

В связи с тем, что отложение минералов из гидротермальных растворов при одной и той же температуре зависит от других параметров (давление, концентрация раствора и др.); определение температуры их выделения по перечисленным выше признакам, как отмечают Н. Ермаков и Э. Ингерсон, может дать только предельные ее значения.

Рис. 102. Характер изменения температуры кристаллизации сфалерита в плоскости полиметаллической залежи Северо-Акутуевского месторождения в Восточном Забайкалье, определенный по содержанию железа. По Ю. Прошину и Л. Кусакиной Римскими цифрами обозначены температурные зоны

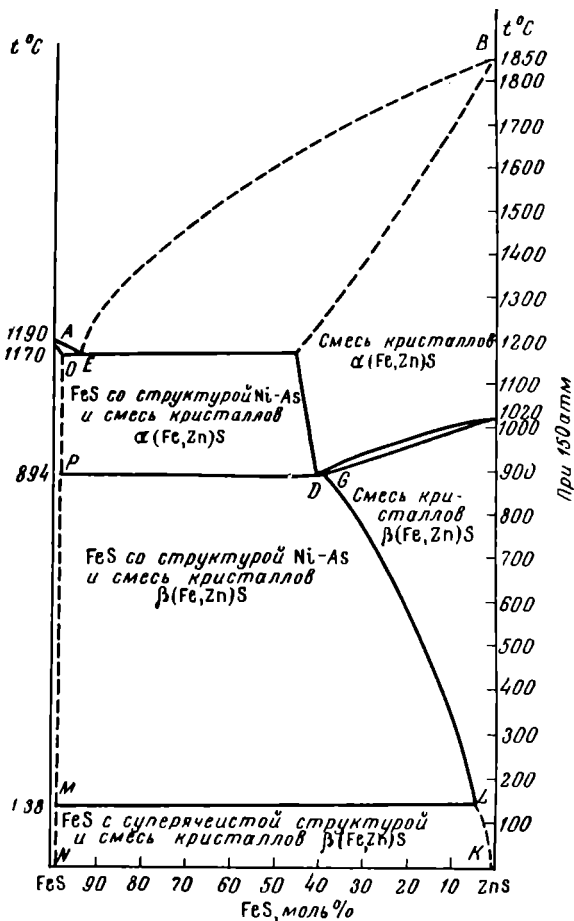
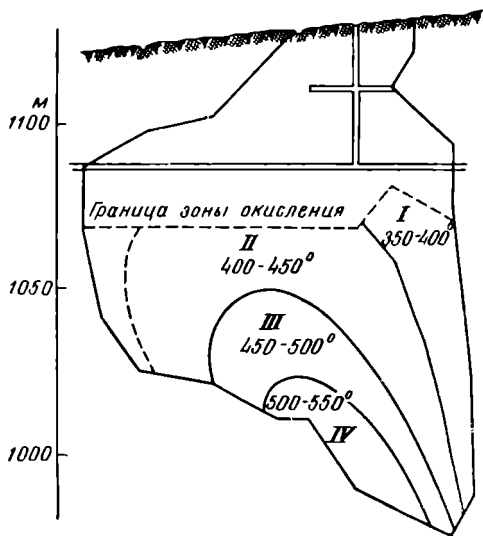


Рис. 101. Фазовая равновесная диаграмма системы FeS — ZnS. + По Каллеруду.

Все фазы или фазовые ассоциации находятся в равновесии с паром



Давление при образовании гидротермальных месторождений

О давлении, характеризующем гидротермальное минералообразование, данных значительно меньше, чем о температуре. Давление в некоторой степени соответствует глубине формирования гидротермальных месторождений. Нам неизвестно, осуществляется ли гидротермальное минералообразование в подкоровых глубинах Земли. Отрицать его присутствие во всей толще земной коры вряд ли можно, особенно принимая во внимание, что мощность коры в геологическом прошлом могла быть меньше ее настоящей мощности, достигающей на современных континентах 25—50 км. Фактический материал об этом очень ограничен. Максимальная глубина горных выработок и буровых скважин, вскрывающих гидротермальные рудные тела, на золотом месторождении Колар в Индии составляет 3 км. Принимая во внимание, что эрозией удалено не менее 3 км, можно считать доказанной глубину образования нижних частей этого месторождения, вскрытых горными выработками, 6 км.

Комплексы гидротермальных месторождений, свойственные тем или иным районам, были ограничены в период их образования верхним и нижним уровнем, определяющим вертикальный диапазон минералообразования. Так, согласно И. Кушнареву (1961), все эндогенные месторождения Кураминских гор в Средней Азии образовались в пределах глубин 500—4500 м от верхнепермской — нижнетриасовой поверхности, соответствующей времени рудообразования. Указывается, что интервал от 0 до 500 м оруденения не содержит. Ниже, с увеличением глубины, появляются во все возрастающем количестве гидротермальные свинцово-цинковые, медные и флюоритовые месторождения. Максимум их развития приходится примерно на глубину 2200 м. Одновременно с глубины 1500—1700 м возникают гидротермальные оловянные, вольфрамовые, молибденовые и мышьяковые, а также скарновые свинцово-цинковые месторождения, а несколько ниже — золоторудные образования. Максимум распространения этой группы месторождений отвечает глубине 3000—3200 м. К глубинам 3500—4000 м число месторождений всех типов резко падает, а ниже 4000—4500 м они практически не встречаются.

Ловеринг на основе реконструкции стратиграфической колонки рудовмещающих пород, экстраполяции геотермического градиента и определения температуры газово-жидких включений в рудообразующих минералах сульфидного месторождения Гилмен в США установил, что оно образовалось на глубине не менее 1400 и не более 4200 м.

Таким образом, гидротермальное рудообразование могло происходить, очевидно, на глубине по крайней мере до 15 км и более от поверхности Земли, отвечающей времени этого процесса. Гидростатическое давление на этом уровне 1500 атм, а давление столба пород будет в 2,5—3 раза больше и приблизится к 4000 атм. Однако эти цифры не определяют истинное давление, развиваемое гидротермальным раствором на указанной глубине. Фактически оно может быть меньше или больше. Меньше оно может быть при образовании открытых полостей вследствие тектонических перемещений по криволинейным поверхностям как при деформациях скола, так и при деформациях отрыва. При этих условиях давление может понизиться до вакуума. Чаще же оно было, вероятно, более вышеуказанных цифр, особенно величины гидростатического давления вследствие превращения всех форм воды в этих высокотемпературных условиях в пар, сжатый в малом объеме пор и развивающий в силу этого обстоятельства огромное давление.

При геотермическом градиенте 30 м на глубине 15 км температура будет достигать 500°. При этих условиях давление может резко возрасти и, судя по данным об искусственном синтезе алмазов, достичь десятков тысяч атмосфер. По расчетным и экспериментальным данным Ф. Адамса,

II. Бриджмена и других пустоты в крепких горных породах могут сохраняться на глубине 20 км и более. Р. Аффен полагает, что открытые трещины могут существовать до глубины 40 км.

Лабораторный метод определения давления при гидротермальном процессе предложен В. Калюжным. Для этого им составлена совмещенная в одной плоскости диаграмма состояния углекислоты и воды. Ее использование требует определения температуры гомогенизации двух рядом и в одном минерале находящихся самостоятельных включений воды и углекислоты. Пересечение определенных при этом температурных кривых на указанной диаграмме позволяет выяснить давление в гидротермальной системе. Л. Колтун таким способом определил давление, существовавшее при образовании золотоносного кварца Березовского месторождения на Урале, которое оказалось равным 585—600 атм.

Образование магматогенных гидротермальных месторождений

Принимая во внимание все вышеизложенное об источниках воды и минеральных веществ для гидротермальных месторождений, уровнях температуры и давления при их образовании, мы полагаем, что вне зависимости от условий попадания воды и других минеральных соединений в магматический расплав и от той или иной доли заимствования этих соединений растворами на путях их циркуляции из боковых пород, невозможно отказать от мысли о том, что значительная, обычно определяющая, доля большинства ценных элементов, особенно металлических, происходит из магмы. В связи с этим возникает необходимость рассмотрения физико-химической стороны генезиса гидротермальных месторождений, с учетом магматогенного происхождения растворов и заключенных в них ценных минеральных соединений. Целесообразно рассмотреть следующие стороны этого процесса: 1) способ отделения гидротермальных растворов из магмы; 2) физическая характеристика гидротермальных растворов; 3) химическая характеристика гидротермальных растворов; 4) формы переноса минеральных соединений в гидротермальных растворах; 5) причины их передвижения; 6) причины и способы отложения вещества из гидротермальных растворов.

Отделение гидротермальных растворов из магмы. Полевые наблюдения показывают, что гидротермальные месторождения формируются после раскristаллизации периферических частей интрузивов, обычно после внедрения даек первого этапа (см. ниже) и после образования пегматитов. Это привело к заключению о том, что в процессе раскristаллизации магматического расплава, по мере накопления в нем твердой фазы породообразующих силикатов, увеличивается относительное количество летучих соединений, в том числе и воды. Летучие наращивают внутреннее давление, которое в конце концов становится больше внешнего и приводит к их истечению за пределы магматической камеры.

Такие представления нашли отражение в известной диаграмме П. Ниггли (см. рис. 54). На этой двухкомпонентной диаграмме анализируется соотношение летучего компонента *A* (вода) и нелетучего компонента *B* (силикат) в процессе остывания магматической системы. В левой части изображена кривая концентрации воды в магме по мере снижения температуры системы от 1000 до 50°. В правой части показана кривая изменения давления воды, разделяющая весь процесс на три этапа.

В ортомагматический этап в системе существует три фазы — твердые породообразующие минералы, жидкий расплав и пар.

Давление к концу этапа, к моменту формирования пегматитового расплава, нарастает. В следующий пневматолитовый этап давление достигает максимального, происходит вскипание жидкости и система оказывается состоящей только из двух фаз — твердых минералов и гомогенизированного флюида. В заключительный гидротермальный этап при

падении давления происходит конденсация флюида, распадение его на водный жидкий раствор и пар, и система вновь становится трехфазовой — она состоит из гидротермального жидкого раствора, выпадающих из него гидротермальных минералов и паров воды. По мере снижения давления и температуры до нормального уровня гидротермальный процесс затухает.

Эта схема очень хорошо рисует условия отделения воды от магмы, но она не учитывает ограниченной ее растворимости в магматическом расплаве. Между тем опыты Р. Горансона, показавшие ограниченную растворимость воды в гранитном расплаве, потребовали учета этого важного явления¹. В. Николаев (1953) рассмотрел для этой цели тройные системы, состоящие из летучего компонента *A* (вода), нелетучего компонента *B* (силикат) и особого компонента *C* (растворимые в воде соли).

Но прежде чем обратиться к такой тройной системе необходимо сказать несколько слов о бинарных системах, без которых указанная тройная

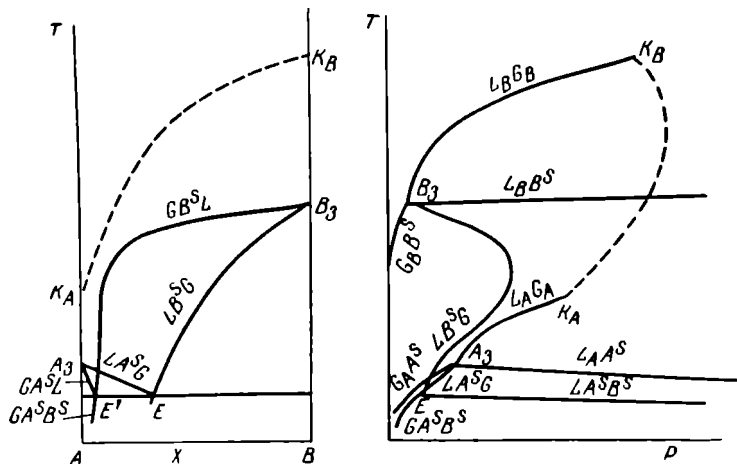


Рис. 103. Проекция модели системы типа «легкорастворимая соль — вода» на плоскости температур — концентраций (*TX*) и температур — давлений (*TP*). По В. Николаеву

K_A и K_B — критические точки компонентов *A* и *B*; $L_A A^S$, $G_A A^S$, $L_B B^S$, $G_B B^S$ — одновариантные кривые в краевых однокомпонентных системах *A* и *B*. В обозначениях одновариантных кривых (кривые $L B^S G$, $G B^S L$, $L A^S G$, $G A^S L$, $L A^S B^S$, $G A^S B^S$) первая буква указывает фазу, состав которой выражается данной кривой. Точки *E* и *E'* выражают составы жидкой и газовой фаз в безвариантном эвтектическом равновесии $L + G + A^S + B^S$

система малопонятна. Как известно, выделяются бинарные системы трех типов (В. Николаев, В. Доливо-Добровольский, 1961). Первый тип двойной системы с одним летучим компонентом без критических точек на трехфазной кривой отражает особенности системы состава «легкорастворимая соль — вода». Проекция такой системы в координатах *TX* и *TP* (температура — состав и температура — давление), т. е. в тех же координатах, что и выше рассмотренные простые диаграммы П. Ниггли, изображены на рис. 103. Второй тип двойных систем с одним летучим компонентом — с двумя критическими точками на трехфазной кривой — для нас менее интересен. Более важен третий тип двойной системы состава «породообразующий силикат — вода», проекция модели которого в координатах *TX* и *TP* показана на рис. 104.

На основе этих бинарных диаграмм отстроены тройные диаграммы, среди которых наиболее важна диаграмма так называемого смешанного

¹ Данные О. Таттла о непрерывной растворимости воды в магме при низком давлении не относятся к гранитным расплавам и их можно не учитывать.

типа, состоящая из вышеуказанных компонентов A , B и C . Схема пространственной модели изобарического сечения показана на рис. 105, а изобарическая диаграмма фазового равновесия такой тройной системы

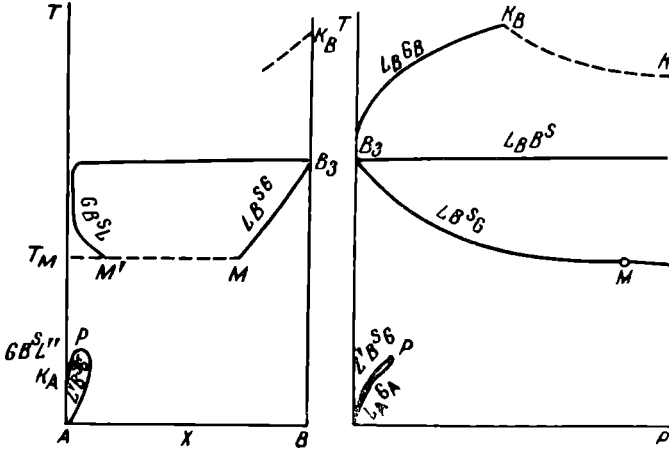


Рис. 104. Проекция модели двойной системы типа «породообразующий силикат — вода» на плоскости температур — концентраций (TX) и температур — давлений (TP)
По В. Николаеву

M (M') — точка минимума на кривой $LB^S G$ (соответственно на кривой $GB^S L$); B_3 — тройная точка компонента B ; P — критическая точка на трехфазной кривой; $K_B K$ — критическая кривая

приведена на рис. 106. На этих диаграммах крайняя система AC отвечает бинарной системе первого типа, AB — бинарной системе третьего типа и BC — бинарной системе эвтектического типа. Давление предполагается высоким, значительно превышающим давление в критической точке P

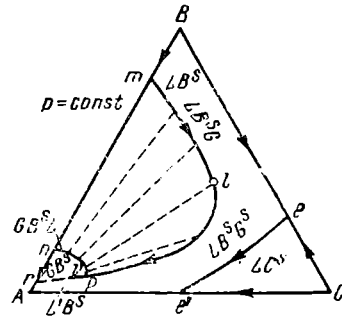
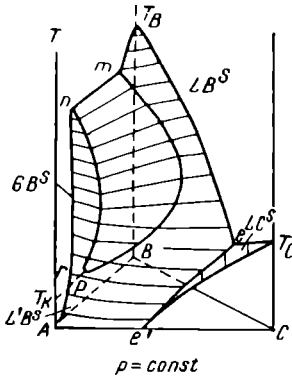


Рис. 105. Пространственная модель изобарического сечения тройной системы смешанного типа с одним летучим компонентом (внешнее давление предполагается достаточно высоким)
По В. Николаеву

Рис. 106. Изобарическая диаграмма фазовых равновесий в тройной системе смешанного типа с одним летучим компонентом для высоких давлений. По В. Николаеву

краевой системы AB и максимальное давление на трехфазовой кривой в краевой системе AC . T_B и T_C представляют собой точки плавления соответствующих компонентов, T_h соответствует температуре критической точки компонента A . Поверхность LB^S , переходящая в поверхность $L'B^S$, представляет собой поле кристаллизации твердой фазы B^S из жидкой фазы, поверхность LC^S — то же для фазы C^S . Эти поля разграничиваются

между собой одновариантной кривой $LB^S G^S$, отходящей от эвтектической точки e в краевой системе BC .

Поверхность GB^S представляет поле кристаллизации фазы B^S из надкритической газообразной фазы. Пространство $mlpl'nm$ относится к области несмешиваемости. Границами ее являются сопряженные трехфазные кривые $LB^S G$ и $GB^S L$, точки которых отображают составы жидкой и газообразной фаз в трехфазном равновесии $L - G - B^S$. Точка l на кривой $LB^S G$ вместе с сопряженной с ней точкой l' на кривой $GB^S L$ характеризуются наибольшей величиной отношения $C : A$ на вышеуказанных кривых. Форма кривых $LB^S G$ и $GB^S L$ показывает, что до точек l и l' изменение состава жидкой и газообразной фаз характеризуется обогащением компонентом C и резким падением концентрации компонента B , а после этих точек — резким обогащением компонентом A . До точек l и l' при охлаждении происходит магматическая дистилляция, а после этих точек — конденсация газовой фазы.

Таким образом, из рассмотрения бинарных и тройной системы можно сделать следующие выводы:

1) в инвариантных условиях ретроградного изменения бинарной системы отделение воды из магмы не происходит;

2) отделение воды из магмы может начаться задолго до конечной стадии кристаллизации магматического расплава и продолжаться длительное время на всем температурном интервале кристаллизации;

3) начало отделения воды из магмы, масштабы, формы и темпы этого процесса зависят от первичной концентрации воды и растворяющихся в ней соединений, а также от давления в системе;

4) при сравнительно низких давлениях относительно малых глубин оно происходит вследствие магматической дистилляции с последующей конденсацией;

5) при относительно высоком давлении больших глубин магматическая дистилляция приводит к обособлению надкритического раствора, при охлаждении постепенно переходящего в сжатый гидротермальный раствор;

6) в относительно открытых системах магматическая дистилляция начинается раньше, т. е. при более высоких температурах, чем в системах замкнутых, и заканчивается также раньше;

7) формированию жидких существенно водных растворов во всех случаях предшествует образование газового дистиллята (пневматолитовая фаза).

Таким образом, по мере остывания магматического расплава, с момента достижения предела растворимости, происходит расщепление силикатной и водной составляющих с последующим длительным непрерывным отделением воды из магмы при нарастании интенсивности этого процесса к концу раскристаллизации. По П. Радионову, при исходном содержании воды в магме 2% из интрузива, застывающего на глубине 10 км, отделение воды начнется при 93% раскристаллизации, а застывающего на глубине 2 км — при 50% раскристаллизации. При перманентном отделении воды из магмы должен меняться состав растворенных в ней и выносящихся за пределы магматического очага минеральных соединений, фиксирующихся впоследствии в гидротермальных месторождениях.

Физическая характеристика гидротермальных растворов. Отделение воды из магмы начинается при температуре, превышающей критическую температуру воды, равную 374° . При этих условиях вода может существовать только в парообразном состоянии. Известно, что выпаривание воды с последующей конденсацией применяется для очистки воды от растворенных в ней веществ. Поэтому способность паров воды растворять и переносить минеральные соединения подвергалась сомнению. Однако исследо-

вание двух- и трехкомпонентных систем с одним или двумя летучими подтвердили возможность такого переноса (Мори, 1960). Она была также подтверждена экспериментами Н. Хитарова, Ф. Сыромятникова, Г. Мори, Е. Ингерсона, Т. Гиллингелса, Ф. Штрауба и др. Экспериментальные кривые растворимости кремнезема в паре показаны на рис. 107. Экспериментальные данные о растворимости некоторых соединений в паре при температуре 500° и давлении 1000 бар сведены в табл. 22.

Присутствие углекислого газа повышает растворимость окиси олова в 25 раз, окиси железа в 4 раза и понижает растворимость кремнезема на 20 %.

К. Краускопф (1960) произвел теоретические исследования транспортировки металлов магматическим паром при температуре 600° для оценки роли этого явления при гидротермальном рудообразовании. Пропорциональные количества компонента пара оценивались по результатам анализов газов, полученных при нагревании изверженных пород, по расчетам общего количества летучих веществ, поступающих из недр земли, и на основе законов термодинамического равновесия парообразной фазы с минералами в прогретой зоне интрузивного контакта. Концентрация летучих металлов и металлических соединений в паре рассчитывалась по термодинамическим данным, исходя из предположения, что пар насыщен металлами и при этом сохраняется равновесие с обычными металлсодержащими минералами, встречающимися в гидротермальных месторождениях.

Эти исследования показали, что магматические газы при 600° могут перенести в парообразном состоянии такое количество металлов, которое достаточно для образования рудных месторождений. Металлы могут находиться в парообразном состоянии в виде сульфидов, окислов, хлоридов, фторидов и в элементарной форме.

Все обычно встречаемые металлы, для которых получены соответствующие термодинамические данные, оказываются наиболее летучими

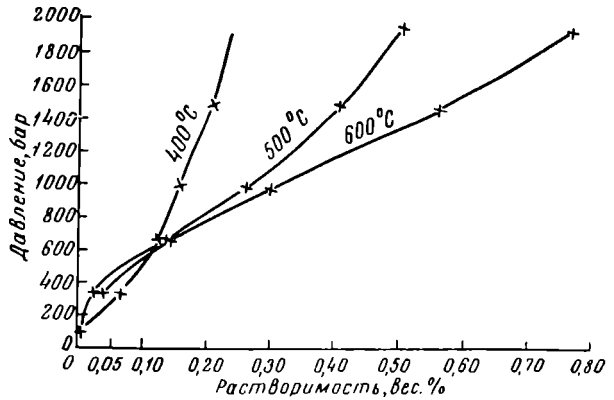


Рис. 107. Кривые растворимости кварца в перегретом паре при 400, 500 и 600° С. По Мори и Хесселгессеру

Величины растворимости выражены в вес. % SiO₂ в сконденсированном паре

Таблица 22
Растворимость разнообразных соединений в паре при 500° и 1000 бар (по Г. Мори)

Соединение	Растворимость 1 · 10 ⁻⁶ частей	Соединение	Растворимость 1 · 10 ⁻⁶ частей
UO ₂	0,2	Fe ₂ O ₃	90,0
Al ₂ O ₃	1,8	PbSO ₄	110,0
SnO ₂	3,0	BeO	120,0
NiO	20,0	CaCO ₃	120,0
CaSO ₄	20,0	ZnS	204,0
Nb ₂ O ₅	28,0	SiO ₂	2600,0
Ta ₂ O ₅	30,0	Na ₂ SO ₄	4300,0
BaSO ₄	40,0	GeO ₂	8700,0

в виде хлоридов, за исключением золота (хлорид которого при 600° разлагается) и меди, обладающей наибольшей летучестью в виде сульфида. Низкие значения летучести большинства сульфидов при 600° исключают возможность транспортировки металлов в этой форме. Низкие величины давления паров большинства свободных металлов и незначительная степень распада большинства металлических сульфидов при 600° указывают, что миграция металлов в элементарной форме в парообразном состоянии также не играет существенной роли для рудообразования.

Критическая температура воды повышается в зависимости от растворенных в ней минеральных веществ. Согласно М. Планку, зависимость температуры испарения воды от растворенных в ней соединений определяется формулой:

$$T - T_0 = \frac{RT_0^2}{Ml} c,$$

где T — температура испарения раствора;

T_0 — температура испарения воды;

M — молекулярный вес растворенного вещества;

l — теплота испарения на 1 г вещества;

c — концентрация раствора.

По экспериментальным данным Н. Хитарова, критическая температура возрастает в случае присутствия в водном растворе 0,25 моль/л Na_2CO_3 на 24°, при 0,25 моль/л Na_2SiO_3 на 18°, при 0,22 моль/л NaOH на 68,3°. Е. Ингерсон экспериментально показал, что включения водных растворов в гидротермальных минералах, содержащие 10% NaCl или KCl , имеют критическую температуру 437°. Т. Керкис и В. Костюк обнаружили, что двухфазовые газово-жидкие включения в нефелине гомогенизируются в жидкую фазу при температуре 680—840°.

Таким образом, критическая температура водных растворов существенно отличается от критической температуры чистой воды и может приближаться к температуре магматического расплава. В этом последнем случае водный раствор из магмы будет отделяться непосредственно в жидком состоянии, минуя парообразную фазу. А. Бетехтин, Д. Коржинский, Л. Грейтон, В. Шеллер и другие допускают возможность отделения минерализованного водного раствора от магмы сразу в жидком виде, минуя надкритическое состояние. А. Заварицкий и В. Соболев также полагают, что при давлениях, превышающих 700 атм, вода на значительных глубинах может находиться только в жидком виде.

Большинство других исследователей все же полагают, что водный раствор из магмы сепарируется в виде пара с последующей конденсацией в жидкость. При этом подчеркивается значение для выноса металлических соединений восходящих потоков газовых пузырьков, фильтрующихся сквозь магматический расплав.

Эндогенные месторождения, отложение минерального вещества в которых началось из парообразной фазы, всегда заканчивают свое формирование накоплением минеральных комплексов, выделяющихся из жидкой фазы. Отделить месторождения, созданные газовыми растворами и называемые пневматолитовыми, от месторождений, сформированных жидкими растворами и называемых собственно гидротермальными, практически невозможно. Поэтому мы не выделяем месторождения пневматолитовой группы, включая их в гидротермальные, возникшие из газожидких растворов, при разном соотношении газовой и жидкой фаз для разных условий и стадий процесса, определяющих различное соотношение минеральных продуктов, выделившихся как из той, так и из другой фазы.

Химическая характеристика гидротермальных растворов. Д. Коржинский (1953) на основе исследования минеральных ассоциаций, возникающих в постмагматический этап, выделяет раннюю стадию щелочного состояния гидротермальных растворов, последующую стадию кис-

лотного состояния и заключительную позднюю стадию щелочного состояния растворов.

Ранняя щелочная стадия, следующая вслед за кристаллизацией гранитов, обуславливает повышение коэффициентов активности катионов сильных оснований и происходит под воздействием растворов, привносящих в боковые породы калий, натрий, магний и др. С этой стадией связаны процессы натрового метасоматоза, приводящего к альбитизации, развитие щелочных амфиболов и щелочных пироксенов, предшествующих рудообразованию и особенно характерных для некоторых месторождений железных руд (Кривой Рог, КМА, Карсакапай, Абакан, Анзас и др.). С этой же стадией связывается создание биметасоматических и инфильтрационных скарнов, флогопитовых и лазуритовых месторождений.

Кислотная стадия повышает коэффициенты активности анионов и приводит к выщелачиванию боковых пород под воздействием кислотных растворов. Проявления этой стадии типичны для месторождений в грейзенах, вторичных кварцитах, в хлоритизированных, лиственитизированных, березитизированных, серицитизированных, каолинизированных, окварцованных и карбонатизированных породах.

Поздняя щелочная стадия наступает с понижением температуры, когда гидротермальные растворы снова становятся нейтральными или щелочными. О ней, в частности, свидетельствуют низкотемпературные карбонатные жилы. Понижение кислотности растворов отчасти происходит путем нейтрализации их при взаимодействии с боковыми породами. Но частично понижение кислотности с понижением температуры происходит независимо от взаимодействия с боковыми породами, как об этом можно судить по отложению карбонатов в середине кварцевых жил, по гипогенному замещению вольфрамита шеелитом, по образованию ортоклазовых и слюдяных прожилков в окварцованных при грейзенизации породах. Такого рода явления объясняются тем, что с понижением температуры появляются новые порции гидротермальных растворов, обладающие щелочной характеристикой.

В изложенной схеме химической эволюции гидротермальных растворов Д. Коржинского наиболее неясно значение ранней щелочной стадии и причина смены ее последующей стадией кислотного состояния растворов. Но поскольку сам автор этой схемы полагает, что рудообразующие гидротермальные растворы начинаются с кислотной стадии, можно считать, что рудообразующие гидротермы, отделяющиеся из магмы, вначале имеют кислую реакцию, сменяющуюся затем щелочной. Скорее всего эта смена обусловлена не нейтрализацией растворов вследствие их реакции с боковыми породами, так как при этом из раствора должны были бы выпасть все металлические соединения и процесс гидротермального рудообразования был бы обречен на прекращение. Очевидно, она связана со сменой кислых растворов раннего периода постмагматической деятельности на щелочные растворы более позднего периода в самом магматическом очаге.

Схема химической эволюции гидротермальных растворов Д. Коржинского углубляется гипотезой кислотно-щелочной дифференциации этих растворов. Физико-химическая сторона этой гипотезы автором ее не обосновывается. Д. Коржинский (1960) полагает лишь, что в постмагматических гидротермальных потоках в силу кислотного фильтрационного эффекта возникает опережающая волна кислотных компонентов, продвигающихся быстрее общего движения потока. При этом в каждом сечении потока, при прохождении кислотной волны кислотность раствора вначале повышается, а затем понижается. В связи с этим вначале происходит выщелачивание оснований, а затем их отложение. Выщелачивание происходит по всему фронту, а осаждение по трещинам в форме прожилков. Об этом свидетельствуют: 1) прожилки, обогащенные глиноземом во вторичных кварцитах, 2) жилки мусковита, топаза и щелочных полевых

шпатов в грейзенах, 3) прожилки серицита, кальцита, хлорита, альбита и сульфидов в серицитизированных и окварцованных породах.

При уходе кислотных компонентов растворы становятся сильно пере-
сыщенными основаниями, выщелоченными из боковых пород в предше-
ствующую кислотную стадию, что может способствовать выпадению из
них рудных минералов. Если по этой гипотезе рассматривать гидротер-
мальный поток в целом, то в нижних его частях будет преобладать выще-
лачивание, а в верхних — отложение минеральной массы. Данное об-
стоятельство может обусловить вертикальную зональность в составе гид-
ротермально измененных боковых пород и жильного выполнения.

Иллюстрацией изложенной схемы химической эволюции постмагма-
тических растворов может служить смена щелочности — кислотности

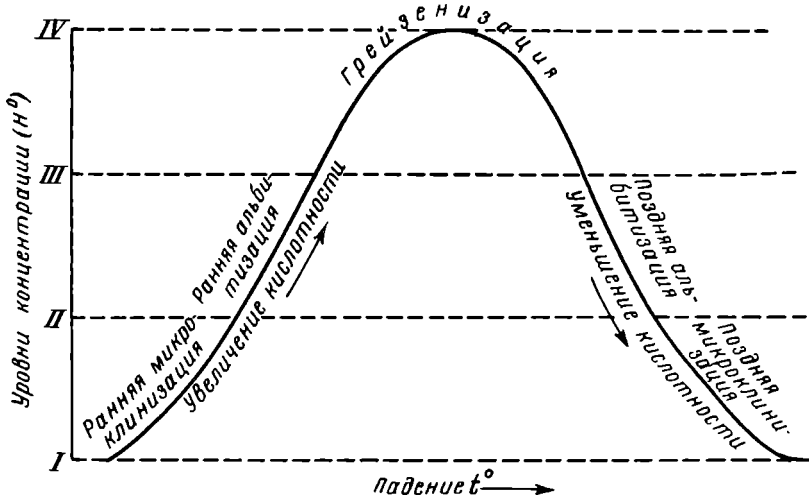


Рис. 108. Схематическая кривая изменения режима кислотности — щелочности растворов в процессах высокотемпературного послемагматического метасоматоза при раскристаллизации гранитов. По А. Беусу и Н. Залашковой

растворов, формировавшихся при раскристаллизации кислых и ультракислых гранитов Забайкалья и Казахстана, изученной А. Беусом и Н. Залашковой (1962). Ход изменения режима щелочности — кислотности для этих условий показан на рис. 108. Анализируя его, вышеуказанные авторы пришли к заключению о постепенном повышении кислотности надкритических растворов при понижении температуры в результате их перехода в гидротермальные. Увеличение кислотности первично надкритических растворов по мере снижения температуры прослеживается по изменению активности оснований, проявляющейся в смене ранней микроклинизации, обусловленной сильным основанием (калий), альбитизацией, связанной с более слабым основанием (натрий).

Максимальное увеличение кислотности минералообразующих растворов происходит при их переходе из надкритического в гидротермальное состояние — в стадию грейзенизации, когда в условиях высокой активности фтора из пород выносятся щелочи и алюминий. Переход растворов из надкритического в гидротермальное состояние сопровождается увеличением их кислотности в связи с появлением свободных кислотных анионов в результате диссоциации неустойчивых ацидокомплексов при появлении жидкой фазы воды. Последующее накопление в растворах большого количества щелочей и миграция части кислотных компонентов приводит к постепенному увеличению рН растворов, сказывающемуся в увеличении активности катионов теперь уже в обратном направлении —

от слабого (натрий) к сильным (калий). Это изменение фиксируется в явлениях послегрейзеновой альбитизации и поздней микроклинизации, завершающей процесс.

Некоторые геологи (А. Бетехтин, Л. Грейтон и др.) полагают, что гидротермальные растворы от начала до конца их отделения из магмы имели щелочную характеристику. Так, А. Бетехтин (1953) считал: «трудно себе представить, чтобы гидротермальные растворы в момент своего образования могли быть сильно кислыми». Он полагал, что свойства растворов по мере развития гидротермальных процессов не оставались постоянными, а находились в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала окружающей среды. Однако «подавляющая масса химических реакций в месторождениях гидротермального происхождения протекала, по-видимому, в слабощелочных или нейтральных средах».

Таким образом, химическая природа изначальных магматогенных гидротермальных растворов и ее эволюция как в магматическом очаге, так и за его пределами остается все еще гипотетической и дискуссионной. Выяснению этой проблемы не содействуют и противоречивые данные по измерению кислотности — щелочности современных термальных минеральных источников и газово-жидких включений в гидротермальных минералах. Так, рН горячих источников США и Новой Зеландии, по данным Д. Уйата, колеблется от 2 до 9,5. Это происходит потому, что преимущественно нейтральные глубинные воды указанных источников по мере приближения к поверхности могут становиться то щелочными в связи с кипением содержащейся в них углекислоты, то кислыми в результате поверхностного окисления находящегося в них сероводорода.

По данным А. Захарченко, Г. Грушкина, В. Калужного, рН растворов жидких включений в постмагматических минералах также колеблется в широких пределах от 4,3 до 8,6, хотя кислые значения преобладают в минералах пегматитового, а щелочные — в минералах гидротермального происхождения.

Формы переноса минеральных соединений в гидротермальных растворах

Химический состав гидротермальных растворов точно нам неизвестен. О нем косвенно можно судить по составу современных термальных источников и составу газово-жидких включений в минералах гидротермального происхождения. Химические типы минеральных вод районов современного вулканизма упоминались выше (см. стр. 196). Что касается газово-жидких включений в гидротермальных минералах, то благодаря исследованиям А. Захарченко, Г. Грушкина, А. Лисицина, С. Малинко и других о их сводной химической характеристике можно сказать следующее. Они представляют собой водные растворы хлоридов, фторидов, бикарбонатов, сульфатов и силикатов щелочных и щелочноземельных металлов, их гидратов, кремнезема и насыщены углекислотой. В растворах, помимо SiO_2 , преобладают Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} ; в значительных количествах находятся Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{-2} ; в малых количествах присутствуют металлы (Fe, Mn, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Mo, W, Sn, Ag, Li, Ba, Sr, V, Ti и др.).

Концентрация растворов находится в пределах 2—16%, изредка достигая 30—40%. В жидких включениях в кварце повышенные концентрации кремнезема находятся в зависимости от наличия хлоридов и бикарбонатов. Во включениях среди сульфидов отмечается повышенное количество сероводорода и сульфатов щелочных и щелочноземельных металлов. Во включениях среди флюорита характерны фториды, а во включениях полевых шпатов преобладают калий и кремнезем. Хотя газово-жидкие растворы и представляют, по выражению А. Бетехтина (1953), «отработанные гидротермальные растворы», не отражающие их первич-

ный состав, тем не менее по ним можно составить некоторое представление о химической природе рудообразующих гидротерм. Исходя из этих представлений, а также принимая во внимание минеральные ассоциации гидротермальных месторождений, можно высказать суждения о вероятных формах переноса минеральных веществ в гидротермальных растворах.

Существует четыре основные гипотезы переноса вещества гидротермальными растворами: 1) в ионных растворах минералов, слагающих гидротермальные руды; 2) в коллоидных растворах минералов, слагающих гидротермальные руды; 3) в легкорастворимых соединениях простых ионных растворов, с последующим отложением труднорастворимых минералов; 4) в легкорастворимых соединениях комплексных ионных растворов, с последующим отложением труднорастворимых минералов.

Гипотеза переноса минеральных веществ в истинных растворах минералов, слагающих гидротермальные руды, предусматривает возможность кристаллизации минералов из их растворов по мере падения температуры и возрастания концентрации, подобно отложению солей из испаряющейся рапы. Однако эта гипотеза наталкивается на непреодолимое препятствие, связанное с тем, что резко подавляющее большинство гидротермальных минералов имеет чрезвычайно низкую растворимость. Так, например, растворимость сульфидов, согласно экспериментам, по одним данным составляет от $n \cdot 10^{-5}$ до $n \cdot 10^{-8}$, а по другим даже от $n \cdot 10^{-8}$ до $n \cdot 10^{-27}$. Эти экспериментальные данные подтверждаются термодинамическими расчетами, выполненными А. Капустинским, Дж. Ферхугеном, Р. Гаррелсом, Г. Чаманским и др.

Вследствие чрезвычайно низкой растворимости природных сульфидов металлов в истинных водных растворах требуется совершенно невероятное количество воды, которое должно пройти через жильную полость для того, чтобы образовались сульфидные рудные тела. Р. Гаррелс отмечает, что для отложения нескольких тонн сульфидной медной руды между стенками такой полости должно пройти количество воды, равное Средиземному морю. По расчетам Л. Фирсова, для образования золотоносных кварцевых жил в одном из районов Колымы потребовалась бы отдача воды от слоя магмы мощностью 100 км.

По отношению к сульфидам несколько видоизмененный вариант рассматриваемой гипотезы представляет концепция Ф. Смита, согласно которой перенос металлов может осуществляться в виде растворимых двойных сернистых соединений типа $HgS \cdot 2Na_2S$, $CuS \cdot Na_2S$ и т. п. По растворимости сульфидов тяжелых металлов в сернистом натрии выделяется три их группы: 1) плохо растворимые в расплавах сернистого натрия (железо, молибден); 2) хорошо растворимые в расплавах, но плохо растворимые в растворах этого соединения (цинк, свинец, медь, серебро, висмут, кадмий и др.); 3) хорошо растворимые как в расплавах, так и в растворах сернистого натрия (ртуть, мышьяк, сурьма). Таким образом, эта концепция ограничивается возможностью ее приложения по отношению только к трем последним металлам.

Гипотеза переноса минеральных веществ в коллоидных растворах минералов, слагающих гидротермальные руды, пришла на смену вышеописанной, как только выяснилась ее непригодность для понимания рудообразующих процессов. Эту гипотезу развивали Ф. Чухров, О. Левицкий, В. Линдгрэн, Х. Бойделл, Р. Гаррелс, К. Фрондел и другие исследователи. Ее привлекательной стороной является прежде всего то обстоятельство, что растворимость минеральных соединений, слагающих гидротермальные руды, в коллоидной форме превосходит растворимость в истинной форме в миллионы раз. Так, например, Дж. Кларк и П. Менаул установили, что в слабощелочных растворах из тонкоизмельченных природных сульфидов и

арсенидов при пропуске сероводорода в течение двух с лишним месяцев в коллоидное состояние переходило от 2,2% (пирротин) до 29,8% (станнин).

Вместе с тем эта гипотеза встретила возражение со стороны ряда геологов (А. Бетехтин, С. Смирнов, Дж. Грюнер и др.). Сущность таких возражений сводится к следующему: 1) маловероятно возникновение коллоидных растворов в раскаленном магматическом очаге, хотя Ф. Чухров (1950) и полагает, что из магматического расплава могут сепарироваться газовые коллоиды или аэрозоли, 2) трудность представления о длительном переносе минеральных веществ в коллоидном растворе от магматического очага до места отложения руды без коагуляции под воздействием различных электролитов, возникающих хотя бы от взаимодействия с боковыми породами; высококонцентрированные электролиты обнаруживаются в жидких включениях гидротермальных минералов, 3) невозможность развития из вязких коллоидных растворов интенсивного диффузивного и инфльтрационного метасоматоза, столь характерного для гидротермального рудообразования.

Однако распространенность колломорфных метаколлоидных образований в гидротермальных рудах не позволяет отбросить полностью возможное участие коллоидных растворов в гидротермальном рудообразовании. Очевидно, необходимо считаться с отложением минеральной массы из гидротермальных коллоидных растворов. Но признание возможности отложения минеральных веществ из коллоидных растворов еще не обязывает утверждать и перенос его в таких растворах. Он может осуществляться в истинных ионных растворах, которые при приближении к месту локализации минеральной массы могут преобразоваться в коллоидные. Возникающие при этом гидрозолы могут формироваться из истинных растворов как вследствие их резкого пересыщения при охлаждении, так и в процессе химических реакций, совершающихся в растворе. Из образующейся при этом коллоидной дисперсной фазы возможно отложение минеральных веществ в виде геля, в основном выполняющего открытые полости. Дисперсионная же среда, представляющая истинный минеральный раствор, способна как к инфльтрационному, так и к диффузионному метасоматозу.

Так, по экспериментальным данным Н. Икорниковой, в системе $PbS - SiO_2 - H_2O - NaCl$ при $400-500^\circ$ раствор хлористой соли служит одновременно дисперсионной средой для SiO_2 и растворителем для PbS .

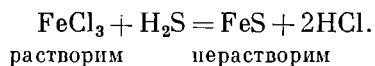
Гипотеза переноса минеральных веществ в легкорастворимых соединениях простых ионных растворов с последующим отложением труднорастворимых минералов была выдвинута А. Бетехтиным (1953) для объяснения сульфидного гидротермального рудообразования. По этой гипотезе металлы переносятся в гидротермах в виде легкорастворимых соединений, диссоциированных на простые ионы. Такими легкорастворимыми соединениями являются хлориды и фториды, диссоциирующие на анионы хлора или фтора и катионы металлов. О легкости растворения многих галогенидов металлов свидетельствуют данные табл. 23.

Таблица 23

Растворимость галогидных соединений металлов в воде при 18° , в граммах на 100 г раствора (из Бетехтина)

	Pb ²⁺	Cu ¹⁺	Hg ²⁺	Ba ²⁺	Al	Ni ²⁺	Fe ²⁺	Cu ²⁺	Mn ²⁺	Li	Fe ³⁺	Sn ²⁺	Zn ²⁺	Sb ²⁺
Cl	0,96	1,5	6,8	26,3	31,4	39,0	40,7	43,1	43,6	44,7	47,9	73,0	78,6	81,6
F	0,0064			2,16		2,5			0,66	0,26			0,8	

Предполагается, что в гидротермальном растворе одновременно с галогенидами находится сероводород, который, по представлениям А. Бетехтина, к моменту зарождения гидротерм при температуре около 400° пребывает в состоянии недиссоциированных молекул H₂S. В связи с этим он не вступает в реакции с галогенидами металлов, а транспортируется вместе с ними на то или иное расстояние. По мере охлаждения гидротермального раствора химически инертный сероводород электрически диссоциирует с образованием в воде химически активных анионов S²⁻ и [S₂]²⁻. Эти последние вступают во взаимодействие с катионами галогенидов и переводят металлы в осадок в виде сульфидов по обменной реакции типа:



Изложенная гипотеза приложима только к области образования сульфидов, она не объясняет условия образования других труднорастворимых минералов гидротермального генезиса и поэтому является ограниченной. Но даже и в таком ограниченном значении она подверглась критике со стороны Я. Ольшанского и В. Иваненко (1958). Ссылаясь на расчеты Дж. Ферхугена и на свои данные, они приходят к заключению, что константа электролитической диссоциации сероводорода не возрастает, а уменьшается при снижении температуры раствора. В связи с этим совместное присутствие в растворе хлоридов соответствующих металлов и сероводорода равносильно допущению предположения о высокой растворимости сульфидов, что исключается.

Гипотеза переноса минеральных веществ в легкорастворимых соединениях комплексных ионно-молекулярных растворов стала господствующей в последнее время. Еще в 1859 г. В. Гитторф высказал предположение о существовании комплексных ионно-молекулярных растворов, в которых электролитическая диссоциация растворенного вещества осуществляется по ступеням: полимерные молекулы → комплексные ионы → простые ионы. Привлекательность этой гипотезы связана с тем, что, с одной стороны, растворимость комплексных соединений металлов превосходит растворимость их в простой ионной форме в миллионы раз. С другой стороны, комплексные растворы достаточно чувствительны к изменению физико-химической характеристики растворов, в связи с чем комплексы сравнительно легко распадаются на простые ионы и образуют труднорастворимые соединения, выпадающие в осадок. Все это способствует наиболее приемлемому объяснению процесса гидротермального рудообразования. Высокая константа растворимости металлов в комплексных ионных растворах подтверждена экспериментально и термодинамическими расчетами П. Бартоном, Я. Ольшанским, Н. Хитаровым, В. Щербиной и др. По П. Бартону (1960), гидротермы в виде комплексов могут транспортировать большинство металлов. Можно привести ряд примеров переноса металлов в виде комплексных соединений.

Для урана ими могут быть уранокарбонатные и ураносиликатные комплексы, изученные Р. Рафальским. Растворимость уранокарбонатных комплексов типа Na₄UO₂(CO₃)₃ или Ca₂UO₂(CO₃)₃ при комнатной температуре достигает десятков граммов в литре воды. Они распадаются при понижении содержания углекислоты в растворе, с изменением pH среды (устойчивы при pH, равном от 5—6 до 8—9), при окислительно-восстановительных реакциях (наличие восстановителя приводит к выпадению UO₂). Ураносиликатные комплексы типа Na₂O · UO₃ · mSiO изучены хуже.

Для олова В. Барсуковым описаны соли комплексных гексакислот типа Na [Sn (F, OH)₆], распад которых происходит в нейтральной и слабощелочной среде при pH = 7—7,5. При этом выделяется гидрат оловяно-

ной кислоты $\text{Sn}(\text{OH})_4$, вследствие разложения которого выпадает касситерит. Н. Хитаровым, Дж. Хемли и Г. Андерсоном описан гидротермальный перенос свинца в форме $\text{Pb}(\text{HS})_3$, К. Краускопфом транспортировка цинка в виде HZnS_2 и ртути в виде HgS_2 . В. Щербина указал, что сурьма может переноситься в виде $2\text{Na}_3\text{SbS}_3$ с выпадением Sb_2S_3 (антимонита) вследствие понижения концентрации S^{2-} в растворе. Он же обратил внимание на возможный перенос молибдена в форме Na_2MoS_4 с отложением молибденита при разрушении аниона MoS_4^{2-} окислами железа. А. Новоселова изучила перенос бериллия в виде комплекса $[\text{BeF}(\text{OH})_3]$, а Н. Тюрин — миграцию золота и других металлов в форме тиосульфатных комплексов состава $\text{Me}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{-3}$. А. Беус считает, что комплексы различных редких металлов распадаются при разных значениях pH раствора, обуславливая тем самым зональное размещение их минеральных ассоциаций.

Причины передвижения гидротермальных растворов. Представление о том, что гидротермальные месторождения формируются из восходящих гидротермальных растворов, требует выяснения причин подъема этих растворов. Такой подъем, очевидно, может осуществляться в том случае, когда внешнее давление, под которым находятся растворы, становится меньше внутреннего давления. У геологов нет единодушного мнения о причинах восходящего движения гидротермальных растворов. Существующие по этому вопросу точки зрения могут быть разделены на четыре группы:

1) геологи, высоко оценивающие участие вадозных вод в гидротермальном процессе (А. Германов, А. Овчинников и др.), полагают, что восходящее движение гидротерм обусловлено гидростатическим напором, возникающим в бассейнах гидротермальных вод артезианского типа;

2) геологи, считающие, что гидротермальные растворы отделяются из магматического очага сразу в жидкой фазе, ссылаются на литостатический напор, как на вероятную причину их подъема. Выжимающее давление столба вышележащих пород на магматический очаг способно, по мнению Л. Грейтона (1946), поддержать весь вертикальный столб рудного флюида и сохранить еще резерв такой же величины для преодоления трения во время его циркуляции;

3) А. Бетехтин (1953) связывает возможность перемещения гидротерм с образованием вакуума в раскрывающихся на глубине трещинах, засасывающего гидротермальные растворы. В литературе уже обращалось внимание на то, что при таком механизме возможно заполнение тектонических полостей гидротермальным раствором, но исключается его циркуляция, без чего не может происходить образование гидротермальных месторождений;

4) в качестве наиболее убедительной причины восходящего движения гидротермальных растворов выдвигается давление парообразной фазы, накапливающейся при раскристаллизации магмы, гидравлически связанной со столбом сконденсированного раствора. Эту точку зрения разделяют большинство геологов.

Причины и способы отложения вещества из гидротермальных растворов. Накопление минеральных масс гидротермальными растворами может быть обусловлено различными причинами. Среди них можно отметить следующие: 1) обменные реакции веществ, находящихся в растворе; 2) обменные реакции веществ при смешении растворов; 3) обменные реакции между растворами и боковыми породами; 4) изменение pH среды; 5) коагуляция коллоидов; 6) фильтрационный эффект; 7) сорбция; 8) воздействие естественных электрических полей; 9) изменение температуры гидротермальной системы, 10) изменение давления системы.

Как справедливо отметил А. Бетехтин (1953), наибольшее значение для гидротермального минералонакопления имеют о б м е н н ы е

реакции, в том числе окислительно-восстановительные, как между соединениями, находящимися в растворе, так и между ними и боковыми породами. Однако вопреки настойчивому стремлению А. Бетехтина доказать доминирующую роль в этом процессе обменных реакций веществ в растворе согласиться с этим трудно. Невозможно представить длительное совместное существование в растворе соединений, легко реагирующих друг с другом, с выпадением в осадок труднорастворимых минералов, представляющих продукты их реакции. Это было показано на выдвинутой А. Бетехтиным схеме накопления сульфидов по способу обменных реакций между галоидами металлов и сероводородом.

Вероятно, значительно чаще происходят обменные реакции между смешивающимися растворами, в частности, от смешения гидротермальных растворов, поступающих из глубины, с подземными водами разных уровней их циркуляции. Достаточно широко распространены обменные реакции между веществом, привносимым в растворе, и боковыми породами.

Хорошо известен случай локализации арсенопирит-шеелитовых руд Кти Теберды на Кавказе в зависимости от состава боковых пород, впервые исследованный А. Пэком и Л. Лукиным. Здесь богатое оруденение сконцентрировано на пересечении гидротермальными кварцевыми жилами амфиболитов. При этом отмечается изменение амфиболитов, выражающееся в превращении роговой обманки в бурую слюду, обязанное химическим реакциям породы с металлоносными растворами. Из растворов боковой породы были заимствованы калий, алюминий, железо, фтор, вошедшие в состав биотита. Освободившийся при этом кальций роговой обманки вошел в состав плагиоклаза, образующего оторочки кварцевых жил, шеелита, сфена, апатита, граната и кальцита жильной массы.

На вольфрамовом месторождении Чарух Дайрон в Средней Азии, залегающем в монцонитах, рудообразование сопровождалось интенсивной альбитизацией основных полевых шпатов вмещающих пород. Этот процесс был связан с энергичным воздействием натрия рудоносных растворов на монцониты, обусловившего широкий щелочной метасоматоз боковых пород. Одновременно высвобождавшийся из них и поступавший в раствор кальций шел на постройку шеелита, которым сложена руда данного месторождения. Известны многочисленные случаи концентрации гидротермальных руд на пересечении жил с битуминозными породами. Последние, реагируя с веществом, находящимся в растворе, могли осаждать его вследствие реакций восстановления.

Кварцевые жилы Гумбейского месторождения, по данным А. Коржинского, обогащаются шеелитом на пересечении с известняками. Это связывается с повышением щелочности гидротермального раствора в процессе реакции его с известняком.

По данным Г. Пельмского, на локализацию гидротермального уранового оруденения наибольшее влияние оказывают породы, богатые кальцием, натрием, магнием, двухвалентным железом и сульфидами, особенно пиритом. К ним принадлежат биотитовые сланцы, туффиты, амфиболиты, диабазы, скарны, доломитизированные известняки и различные пиритизированные породы. Выпадение урановой смолки происходит вследствие повышения щелочности и уменьшения окислительного потенциала при взаимодействии растворов с перечисленными боковыми породами. В местах пересечения рудными жилами пород, слабо вступающих в реакцию с гидротермальными растворами (такими, как мусковитовые сланцы, глинистые сланцы, кварциты, песчаники, граниты), урановое оруденение бывает бедным или отсутствует.

Наиболее широко обменные реакции между рудоносными гидротермальными растворами и боковыми породами осуществлялись при гидротермальном изменении боковых пород рудных тел, описанных ниже.

В длительном многостадийном процессе гидротермального рудообразования реакции обмена могут происходить между твердыми минеральными фазами, отложенными на ранних стадиях рудообразования, и растворами последующих стадий. Интересные данные по такому внутрирудному метасоматозу получены Ю. Дымковым по известным месторождениям пятиэлементной формации Рудных гор Центральной Европы. Рудные жилы этой провинции формировались в пять стадий, разобщенных перерывами минералоаккумуляции и последующим тектоническим приоткрыванием рудовмещающих полостей. Стадии эти следующие: 1) силикатно-окисная, 2) кварц-сульфидная, 3) кварц-карбонатно-гематитовая, 4) флюорито-барито-арсенидная, 5) кварц-гематитовая.

Внутрирудный метасоматоз свойствен всем стадиям рудообразования, начиная со второй. Особенно отчетливо он проявлен в третьей, четвертой и пятой стадиях. В третью стадию происходило замещение кальцитом ранее отложенного флюорита. В четвертую стадию различные ранее отложенные карбонаты кальция, магния и железа метасоматически замещались кварцем, флюоритом, баритом и арсенидной рудой. Наиболее интенсивный внутрижилый метасоматоз отмечается для последней пятой стадии. В это время происходило замещение кварцем ранее отложенных карбонатов, флюорита и барита вплоть до полного их вытеснения. Замещаемые соединения отгонялись вверх и к периферии жил, где некоторая, вероятно, весьма существенная часть их вновь переотлагалась, образуя безрудный ореол жил (Taube Gänge немецких геологов).

Т. Ловеринг (1961) полагает, что сульфиды цветных металлов гидротермальных месторождений образуются вследствие обменных реакций между галоидными соединениями этих металлов в щелочных растворах и пиритом, накапливающимся на ранних стадиях гидротермальной деятельности. Эта крайняя точка зрения не находит своего полного подтверждения при минералогическом исследовании руд.

Водородный показатель (рН) раствора имеет весьма существенное значение для отложения минеральных масс из гидротермальных растворов. Он, во-первых, сказывается при реакциях гидролиза в процессе обменного разложения растворенных солей с водой, в результате которого из раствора выпадают труднорастворимые гидроокислы и окислы. Во-вторых, простые и комплексные ионы различных металлов могут существовать в гидротермальном растворе только в тех или иных, широких или узких, границах значений рН раствора, за пределами которых они в той или иной форме выпадают в осадок. Особенно чувствительны к изменениям рН раствора комплексные ионы, разрушающиеся по достижению как верхнего, так и нижнего предельного значения водородного показателя и выделяющиеся в осадок.

Коагуляция коллоидов из гидротермальных зелей осуществляется: 1) вследствие резкого пересыщения или переохлаждения растворов; 2) в результате химических реакций обменного разложения; 3) при распаде комплексных ионов; 4) под воздействием электролитов, возникающих при обменных реакциях с боковыми породами или при смешении растворов. При дальнейшем синерезисе и окристаллизации возникают метаколлоидные минеральные массы гидротермального происхождения.

Фильтрационный эффект сказывается в повышении концентрации растворенных веществ гидротерм при их просачивании через полупроницаемые горные породы. Согласно Р. Макею, при фильтрации гидротермальных растворов через малопроницаемые горные породы в них накапливаются рудные компоненты с последующим отложением их в виде руд перед такого рода барьерами. Если гидротермальный раствор при просачивании преодолевает все более и более плотные барьеры, то у ближайших преград вначале отложатся легче удерживаемые элементы (олово, медь), а затем у последующих запруд сконцентрируются труднее улавливаемые металлы (свинец, ртуть).

Д. Коржинский (1953) для описываемого процесса ввел понятие о коэффициенте фильтрационного эффекта (ϕ), показывающего, какая часть вещества, первоначально растворенного в просачивающемся объеме гидротермального раствора, прошла вместе с растворителем через фильтр. По экспериментальным исследованиям Л. Овчинникова и В. Максенова, при фильтрации растворов через кварцевый песок с величиной частиц 0,002 мм, коэффициент фильтрации для растворов хлоридов и сульфатов меди, железа, марганца, кобальта и никеля находится в пределах 0,4—0,6.

С о р б ц и я проявляется во всех трех ее разновидностях при гидротермальном рудообразовании, т. е. в виде адсорбции, абсорбции и хемосорбции. Но роль ее ограничена, а стехиометрическая емкость очень мала.

Е с т е с т в е н н ы е э л е к т р и ч е с к и е п о л я рассматриваются некоторыми геологами как фактор возможной полярной сепарации различно заряженных ионов гидротермальных растворов и как причина их отложения.

И з м е н е н и е т е м п е р а т у р ы гидротермальных растворов имеет прямое и косвенное значение для осаждения растворенных в них веществ. Прямое влияние сказывается в уменьшении констант растворимости большинства минеральных соединений по мере охлаждения растворов, приводящее к их насыщению и выпадению в осадок. Косвенное влияние обусловлено дифференциальным изменением химической активности простых и комплексных ионов гидротермальных растворов с изменением температуры растворов, приводящее к замене одних обменных реакций другими, к смене минерального состава выпадающих из раствора осадков. Изменению температуры ранее приписывалась главная регулирующая роль в отложении минеральной массы из гидротермальных растворов. В настоящее время в связи с выявленной устойчивостью в широких рамках температур как большинства веществ в разбавленных гидротермальных растворах, так и минеральных ассоциаций роль этого фактора не считается решающей.

И з м е н е н и е д а в л е н и я может привести к вскипанию гидротермального раствора, повышению концентрации растворенного вещества в остаточной жидкой фазе и его отложению. Так, по данным А. Штернберга, при относительно низких надкритических давлениях переход воды из жидкого в газообразное состояние сопряжен с большим увеличением объема и резким снижением растворимости нелетучих компонентов. В связи с этим порция раствора при снижении температуры до 500° при давлении 400 атм будет отлагать минералы из газовой фазы. Но по мере дальнейшего снижения температуры в области перехода из газообразного в жидкое состояние, совершающегося при давлении 400 атм в интервале 500—400°, та же порция будет активно выщелачивать породы. Еще далее при дальнейшем снижении температуры ниже 400—300° вновь будет происходить отложение минералов, но уже из жидкой фазы.

Вместе с тем, по мнению А. Штернберга, при литостатическом давлении более 800—1200 атм на глубинах более 4 км переход воды в газообразное состояние не вызывает существенного изменения растворимости и не влияет на перенос — отложение минеральных масс.

С повышением давления гидротермальной системы дифференцированно изменяется парциальное давление газовой фазы. Например, парциальное давление углекислоты с глубиной, по мере увеличения давления, заметно возрастает и значение ее в обменных реакциях становится все более и более существенным.

Следует отметить, что для отложения минеральной массы из гидротерм наибольшее значение имеет не плавное и медленное изменение температуры и давления, а интенсивные и быстрые их перепады, только и спо-

собные привести к резкому сдвигу концентрации веществ, находящихся в разбавленном гидротермальном растворе.

Режим серы и кислорода. Соотношение реакций ионов металлов с химически активными серой и кислородом имеет особое значение для образования гидротермальных руд. Эта сторона гидротермального рудообразования наиболее глубоко разработана А. Бетехтиным (1953). Выяснено, что в ходе развития гидротермального процесса концентрация химически активных анионов серы постепенно увеличивается. Поэтому малосернистые соединения, характерные для начальных высокотемпературных стадий, затем сменяются высокосернистыми, хотя к завершающим низкотемпературным стадиям гидротермальной деятельности химический потенциал серы в растворах вновь падает и относительное количество сульфидов в ряде месторождений сокращается.

На изученных автором гидротермальных месторождениях Тянь-Шаня этот процесс был отчетливо отмечен (Смирнов, 1944). В этой провинции на ранней стадии гидротермальной деятельности преобладали кислородные соединения, фиксирующиеся в виде силикатов, магнетита, гематита, шеелита, вольфрамита, подавлявших сульфиды. На средней стадии нарастала активность серы, железо из кислородной формы переходило в сульфидную, но частично еще недосыщенную серой и представленную преимущественно пирротинном. На более поздней стадии сера становится еще более обильной и ее вполне достаточно для связи всего железа в форме насыщенного сульфида, представленного уже исключительно пиритом. Однако вопреки впоследствии развитым А. Бетехтиным взглядам об увеличении химической активности серы благодаря нарастанию коэффициента электролитической диссоциации при снижении температуры гидротермальных растворов на путях их циркуляции, по мнению автора, смена кислородного режима на серный и увеличение роли серы в ходе гидротермального процесса обусловлено первичным изменением состава растворов при перманентном отщеплении их из магматического очага.

Если изменение режима серы при гидротермальном рудообразовании происходит во времени, то режим кислорода меняется также в пространстве. Его концентрация или парциальное давление сильно увеличивается снизу вверх на пути восходящего движения гидротермальных растворов. В связи с этим происходит окисление ионов S^{2-} до $[SO_4]^{2-}$, меняется соотношение концентрации этих анионов в пользу последних. Поэтому в верхних частях месторождений создаются условия, предпочтительные для отложения не сульфидов, а сульфатов, например барита, столь характерного для вершин гидротермальных тел. Кроме того, к верхним частям гидротермальных месторождений сульфидные соединения могут вытесняться окисными, а последние по мере перемещения с нижних горизонтов на верхние — переходить от низших степеней окисления к высшим, формирующим все более и более высоковалентные соединения.

Комбинации в соотношениях химически активных серы и кислорода в гидротермальных растворах приводят к тому, что труднорастворимые соединения одних металлов выпадают в осадок и накапливаются, а легко-растворимые соединения других металлов сохраняются в растворе, не осаждаются и не входят в естественные минеральные парагенетические ассоциации гидротермальных руд. Например, медь и цинк в условиях режима серы, обусловленного высокой концентрацией в растворе химически активного аниона, выпадают в виде сульфидов, создавая крупные месторождения этих металлов. Когда такой режим нарушается воздействием кислорода с окислением ионов серы до $[SO_4]^{2-}$, возникают сульфаты меди и цинка как легко-растворимые соединения, не выпадающие из раствора и не создающие месторождений этих металлов. При дальнейшем нарастании парциального давления кислорода и переходе к кислородному режиму

реакции обмена и разложения с участием меди и цинка в гидротермальных растворах не протекают и месторождения этих металлов также не образуются.

Металлы, способные в природных условиях давать как сернистые, так и кислородные соединения, к которым принадлежат железо, никель, олово и другие, в случаях низкой концентрации кислорода в гидротермальных растворах, насыщенных сероводородом, выпадают главным образом в виде сульфидов, а в условиях высокой концентрации кислорода — в форме окислов. Металлы, обладающие резко выраженным сродством

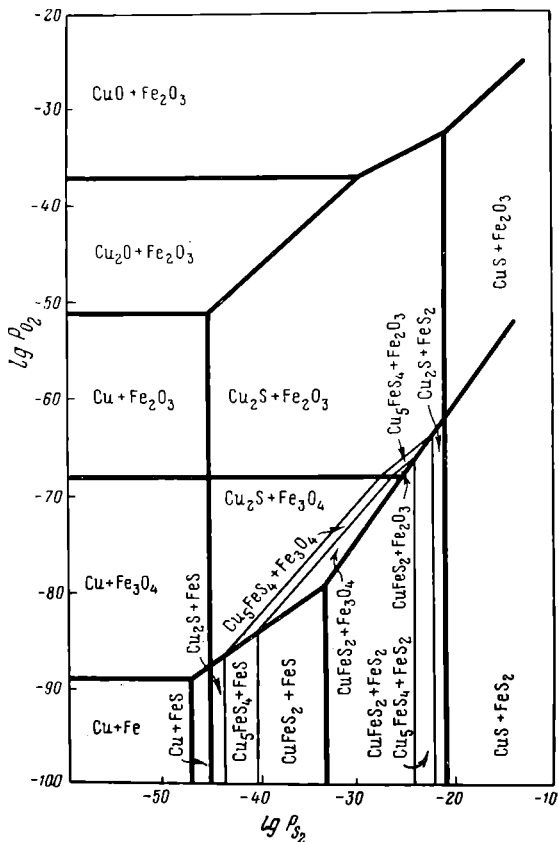


Рис. 109. Соотношения между некоторыми окислами и сульфидами железа и меди при 25° С и 1 атм общего давления. По Р. Гаррелсу

с кислородом, например, уран или вольфрам, но не образующие в природных условиях сульфидов, в сильно восстановительной среде, насыщенной сероводородом, способны мигрировать с гидротермальными растворами до тех пор, пока не будет достигнуто в них концентрации кислородных ионов, достаточных для осаждения. Ряд металлов, вроде золота, серебра, висмута, мигрирующих в растворах в виде ионов, в восстановительных условиях выпадают в состоянии в соответствии с их высокими окислительно-восстановительными потенциалами.

Очень интересные данные о полях устойчивости сернистых и окисных соединений металлов в зависимости от парциальных давлений серы и кислорода приведены в книге Р. Гаррелса (1962). Их примером может служить диаграмма соотношения сульфидов и окислов железа и меди, приведенная на рис. 109.

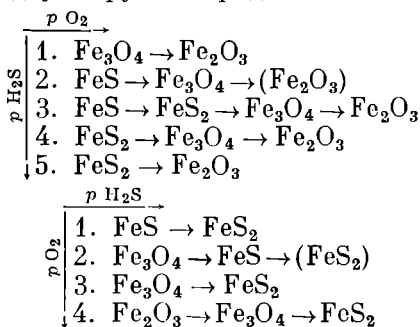
Парагенетические ассоциации гидротермальных рудных минералов.

Соотношения металлов, серы и кислорода, возникающие при различных физико-химических условиях гидротермального рудообразования, отражаются на составе выпадающих из растворов минералов, формирующих естественные парагенетические сообщества. Для исследования таких природных парагенетических ассоциаций гидротермальных руд, выполненных Х. Борхертом (1934), Х. Мервиним (в 1937 г.), А. Бетехтиным (1953), Г. Каллерудом (в 1958 г.), Х. Мак-Кинстри (в 1960 г.) и другими на основе макро- и микроскопического изучения руд, а также экспериментальных и расчетных данных, обычно применяются графики «состав — парагенезис» в виде барцентрических диаграмм треугольников (для трех компонентов) или тетраэдров (для четырех компонентов). Они имеют характер изобарических фазовых диаграмм, не привязанных к определенной температуре. Их можно рассмотреть на примере трехкомпонентных систем

Fe — S — O, Cu — Fe — S, Ni — Co — Fe и четырехкомпонентных систем Cu — Fe — S — O и Cu — Fe — As — S.

Система Fe — S — O и парагенетические ассоциации, возникающие в ней, описанные А. Бетехтиным, изображены на рис. 110. Из диаграммы следует, что в гидротермальных рудах могут находиться три трехфазные парагенетические ассоциации (Fe — Fe₃O₄ — FeS; Fe₃O₄ — FeS — FeS₂ и FeS₂ — Fe₃O₄ — Fe₂O₃) и шесть двухфазных парагенетических ассоциаций (Fe — Fe₃O₄; Fe — FeS₂; Fe₃O₄ — FeS; Fe₂O₃ — Fe₃O₄; Fe₂O₃ — FeS₂; FeS — FeS₂). В ряду сульфидов железа образуются пирротин (FeS) и пирит или марказит (FeS₂). Пересечения лучом Oa линий бинарных ассоциаций окислов и сульфидов железа показывают, что пирит возникает ближе к кислородному компоненту и образуется в более окислительных условиях, чем пирротин. В ряду окислов железа выделяются магнетит и более богатый кислородом гематит.

Суммарные наблюдения по парагенетическим ассоциациям и последовательности образования всех этих минералов А. Бетехтин сводит к двум группам рядов:



В первой группе приведены парагенетические ряды относительно разных значений концентрации сероводорода при разной степени окисления. Например, в первом ряду показано, что в условиях низкой концентрации сероводорода при повышении концентрации кислорода в растворе на смену магнетита будет выделяться гематит. Из рассмотрения пятого ряда следует, что в обстановке высокой концентрации сероводорода при повышении парциального давления кислорода вместо пирита начнет выпадать гематит и т. д. Во второй группе приведены парагенетические ряды, возникающие при возрастании концентрации кислорода в процессе их сульфидизации. Например, из первого ряда вытекает, что в среде с низкой концентрацией кислорода при нарастании парциального давления сероводорода отложение пирротина сменится выделением пирита. Или из четвертого ряда следует, что в условиях высокой кислородной концентрации, но при нарастающем парциальном давлении сероводорода отложение гематита вначале замещается выделением магнетита, а затем уже пирротина.

Система Cu — Fe — S и возникающие в ней парагенетические минеральные ассоциации, охарактеризованные А. Бетехтиным, показаны на рис. 111. Эта система более сложная, поскольку в ней возникают минералы, комбинирующие элементы не только попарно, но также состоящие из всех трех элементов. Совместные ассоциации сульфидов железа и меди широко распространены. Среди них наиболее обычна совместная встреча халькопирита (CuFeS₂) и пирита (FeS₂) или пирротина (FeS). Бинарный парагенезис пирита с борнитом (Cu₅FeS₄) возникает в условиях более высокой концентрации серы, чем пирит — халькопирит. Однако при преобладании в растворе меди над железом будет устойчива пара халько-

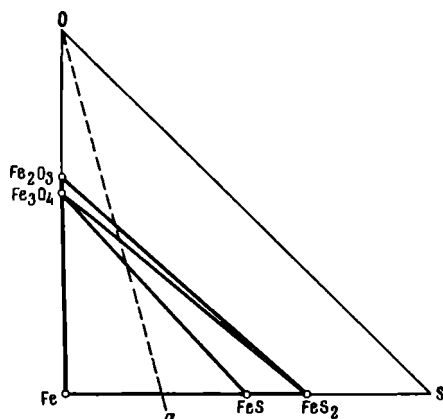


Рис. 110. Диаграмма «состав — парагенезис» минералов в системе Fe — S — O

пирит — борнит. При еще более высокой концентрации серы в парагенезисе с пиритом, кроме борнита, должен находиться халькозин (Cu_2S) или ковеллин (CuS). В крайне восстановительных условиях возникают самородные железо и медь.

Ряд сульфидов железа и меди при относительно высокой температуре образуют соединения переменного состава, твердые растворы неограниченной и ограниченной смесимости с явлениями их распада при охлаждении системы. Таковы твердые растворы халькозин — борнит, борнит — халькопирит, халькопирит — кубанит (CuFe_2S_3) и халькопирит — пирротин.

Обычно сульфиды железа выпадают из раствора ранее медьсодержащих сульфидов.

Согласно Х. Мак-Кинстри (1960), в системе $\text{Cu} - \text{Fe} - \text{S}$ невозможно совместное существование халькозина и халькопирита, самородной меди и пирита, ковеллина и кубанита, халькопирита и пирротина, образующих промежуточные соединения.

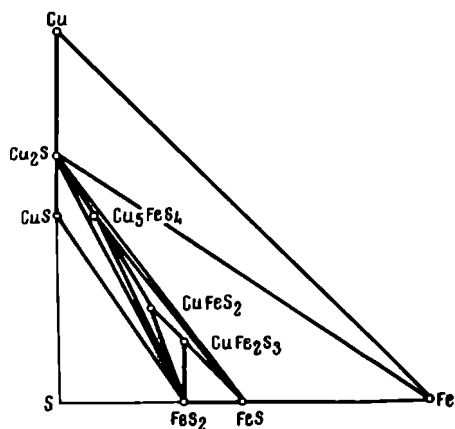


Рис. 111. Диаграмма «состав — парагенезис» в системе $\text{Cu} - \text{Fe} - \text{S}$

Система $\text{Cu} - \text{Fe} - \text{S} - \text{O}$ пригодна для выяснения парагенетических ассоциаций сульфидов железа и меди с такими окислами железа, как магнетит и гематит, часто встречающимися совместно. Диаграмма ее, по А. Бегехтину, показана на рис. 112. Эта диаграмма, согласно Х. Мак-Кинстри (1960), включает около десяти минеральных фаз, но число совместно находящихся устойчивых фаз, согласно Гиббсу, ограничивается семью. При случайно выбранной температуре и давлении максимальное число фаз равно четырем, одной из которых может быть пареообразная. Из диаграммы, а также из природных наблюдений следует, что среди сульфидов и окислов железа и меди могут встречаться разнообразные парагенетические соотношения, указывающие на различные условия режима серы и кислорода в растворах, начиная от ассоциации сульфидов меди с сульфидами железа, свойственные высоким концентрациям серы, кончая ассоциациями сульфидов меди с окислами железа, характерных более низким концентрациям серы.

Порядок последовательности отложения минералов в рудах гидротермальных месторождений представлен ассоциациями, в которых прогрессивно увеличивается содержание серы и уменьшается количество кислорода с одновременным увеличением отношения меди к железу. В этом процессе железо обнаруживает признаки большего сродства с кислородом, а медь — с серой.

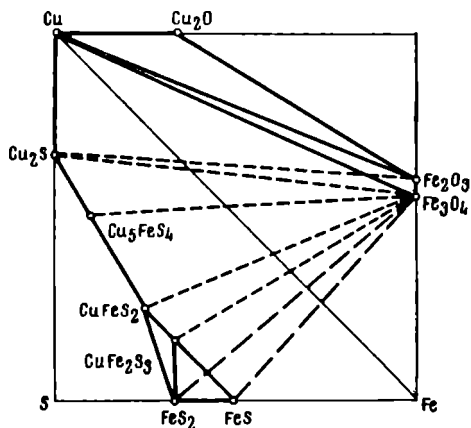


Рис. 112. Диаграмма «состав — парагенезис» в системе $\text{Cu} - \text{Fe} - \text{S} - \text{O}$. Сплошные жирные линии проходят на плоскостях тетраэдра, обращенных к наблюдателю; пунктирные линии лежат на нижних плоскостях тетраэдра; штрих — пунктирные линии проходят внутри тетраэдра

Система Cu—Fe—As—S обуславливает возникновение парагенетических ассоциаций сульфидов меди, железа и мышьяка. Парагенетические ассоциации минералов, возникающие в этой системе, показаны на своеобразной «скелетной» диаграмме Л. Густафсона (рис. 113). Диаграмма эта построена в полулогарифмических координатах. На ее фронтальной части отложены значения отношений меди к суммарному количеству меди и железа. Эта фронтальная часть представляет систему Cu—As—S , в то время как противоположная часть диаграммы отражает систему Fe—As—S .

Система Ni—Co—Fe рассмотрена Г. Крутовым для исследования парагенетических ассоциаций никель-кобальтовых руд. Состав сульфидов и арсенидов этой триады, обладающей ограниченной и неограниченной взаимной смешимостью, изображен на рис. 114. На этом чертеже в зависимости от соотношений никеля, кобальта и железа выделены три группы минералов.

Первая группа, включающая железо-кобальтовые и кобальтовые минералы, сконцентрирована в верхнем углу и вдоль правой, железокобальтовой, стороны треугольника. Ей принадлежит глаукодит-кобальтовый, саффлорит-скуттерудитовый и кобальт-пиритовый типы оруденения с характерными для них полнокристаллическими высокотемпературными образованиями арсенидов, сульфоарсенидов и сульфидов кобальта и железа при подчиненном значении примеси никеля.

Вторая группа объединяет кобальт-никелевые и никелевые минералы, расположенные в левом нижнем углу треугольника. В нее входят руды никель-шмальтинового, герсдорфитового и зигенитового типов, отличающихся колломорфными структурами низкотемпературного гидротермального генезиса.

Третья группа представлена исключительно никелевыми и железо-никелевыми минералами и занимает узкое поле вдоль нижней стороны треугольника. Ей принадлежат пирротин-центландитовые руды сульфидных руд магматической группы.

Метасоматоз. Минеральное вещество гидротермальных месторождений накапливается в процессе выполнения открытых полостей и замещения боковых пород или метасоматоза. Термин метасоматоз был введен в геологическую литературу немецким минералогом К. Науманом-Киркелом в 1877 г. Метасоматические залежи отличаются от тел выполнения по следующим признакам: 1) по неправильной, очень извилистой форме контактов; 2) наличием реликтов незамещенных пород, сопоставление которых с боковыми породами иногда позволяет проследить продолжение одних в другие (рис. 115); 3) по сохранению в гидротермальной минеральной массе отдельных минералов замещенных пород, устойчивых при

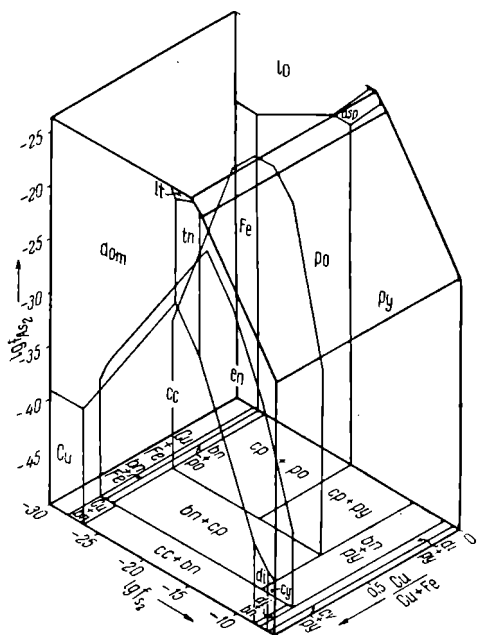


Рис. 113. Скелетная диаграмма фазовых отношений в системе Cu—Fe—As—S при 200°C . По Л. Густафсону. As — мышьяк; asp — арсенопирит; bn — борнит; cc — халькозин; cp — халькопирит; Cu — медь; cv — ковеллин; di — дигенит; dom — доменит; en — энаргит; Fe — железо; lo — лолленгит; lt — лаутит; ро — пирротин; py — пирит; S — сера; tn — теннантит

метасоматозе; 4) по «просвечиванию» текстуры замещенных пород во вновь отложенной гидротермальной массе (бывшие слоистость, сланцеватость, флюидность, трещиноватость, очертания слагающих первичную породу

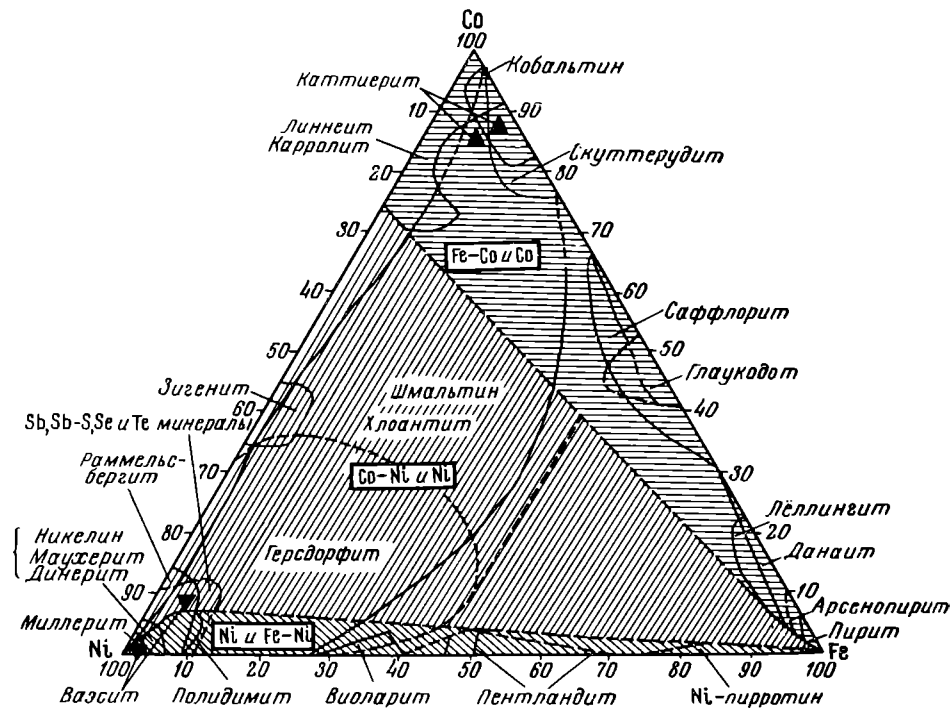


Рис. 114. Эмпирическая диаграмма «состав — парагенезис» в системе Ni — Co — Fe. По Г. Крутову

минералов и минеральных агрегатов и т. п.); 5) по отсутствию гребенчатых и крустификационных текстур, типичных для форм отложения в пустотах; 6) всесторонней огранкой кристаллов, растущих при метасоматозе во все стороны, а при отложении в полостях только в направлении от их стенок.

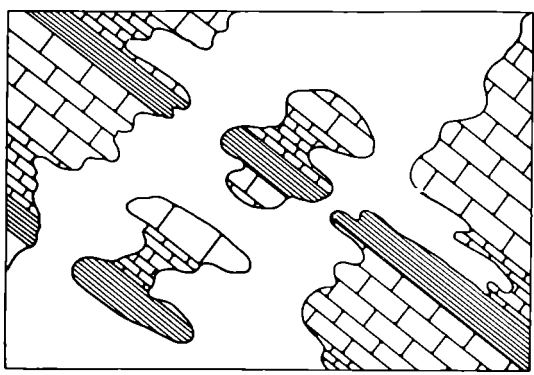


Рис. 115. Гидротермальная метасоматическая залежь (белое) с реликтами незамещенных пород

Метасоматоз, согласно Д. Коржинскому (1953), представляет собой такое замещение горной породы с изменением химического состава, при котором растворение старых минералов и отложение новых происходит почти одновременно, так что замещаемая порода все время сохраняет твердое состояние. Метасоматоз осуществляется при обязательном участии газообразных или жидких пленочных (поровых) растворов, просачивающихся через породы, приносящих замещающие компоненты и выносящих замещаемые соединения.

Возможны два крайних типа такого перемещения компонентов: при помощи диффузионного или инфильтрационного метасоматоза. Основное значение при метасоматозе имеет инфильтрационная доставка замещающих компонентов, роль же диффузии сводится к вырав-

ниванию концентраций компонентов раствора на участках замещения. Замещение осуществляется не в эквимолекулярных количествах веществ, участвующих в реакции, а по закону равных объемов, сформулированному В. Линдгреном в 1912 г. При этом не исключается некоторая метасоматическая «усадка» минеральной массы с повышением коэффициента пористости ее или разрастание объема с механическим уплотнением прилегающих пород.

Как было указано в характеристике условий скарнового рудообразования, при метасоматозе возникает серия сменяющих друг друга минеральных зон (метасоматическая колонка), состав и расположение которых зависит от дифференциальной подвижности компонентов и физико-химических закономерностей, управляющих их развитием.

В первой зоне состав раствора находится в равновесии с составом породы и здесь все компоненты, кроме воды, ведут себя инертно. В последней зоне происходит наиболее активное приспособление состава породы к составу поступающего раствора, и здесь все компоненты вполне подвижны. В промежуточных зонах часть компонентов инертна, а часть вполне подвижна. Таким образом, по мере перехода от передних зон к тыловым число вполне подвижных компонентов возрастает, а инертных уменьшается, с сокращением числа одновременно существующих минералов, вплоть до образования мономинеральной самой последней зоны.

По мере просачивания раствора колонка метасоматических зон не испытывает качественных изменений, а происходит только равномерное разрастание зон в направлении течения раствора без изменения их минерального состава и относительной ширины. Это обусловлено тем, что внутри каждой зоны достигается локальное равновесие, исключаящее химические реакции. Реакции проходят на границе зон, на резком фронте метасоматоза, впереди которого отсутствуют замещающие, а позади — замещаемые минералы. Количество зон определяется количеством групп подвижных компонентов. Их ширина обусловлена скоростью инфильтрационно-диффузионного процесса и временем. Количество минералов в каждой зоне устанавливается в соответствии с правилом фаз Гиббса, а их состав — дифференциальной подвижностью компонентов и коэффициентом фильтрационного эффекта. Более подвижным является тот компонент, для которого разность между концентрацией его в поровом растворе исходной породы и концентрацией в воздействующем растворе больше, а необходимое для уменьшения концентрации изменение содержания в породе — меньше.

Вышеизложенная по Д. Коржинскому схема гидротермального метасоматоза сильно идеализирована. Прежде всего зональные метасоматиты, возникающие при гидротермальном рудообразовании, нетипичны. Редкими их примерами могут служить зональные грейзены, сопровождающие кварцевые жилы с минералами олова и вольфрама в гранитах, а также ореолы кварц-серицит-хлоритовых руд в эффузивно-осадочных породах. В первом случае наблюдаются переходы от кварцевой сердцевины, через топазовую, мусковитовую, кварц-мусковитовую зоны к мусковитовому, затем двуслюдяному и, наконец, к неизменному биотитовому граниту. Во втором, в сторону от рудного тела, наблюдаются кварц-серицитовая и серицит-хлоритовая зоны.

Усложнение идеальной схемы гидротермального метасоматоза предопределяется тем, что она разработана для простых ионных, а не комплексных растворов, важнейших в гидротермальном рудообразовании. Она охарактеризована для одной какой-либо строго определенной стадии процесса, протекающего на одном физико-химическом уровне. Однако метасоматические процессы развиваются в обстановке изменяющейся, нисходящей или реже восходящей температуры. При этом степень подвижности одних и тех же компонентов может сильно измениться. Например, подвижность кремнезема и кальция увеличивается с падением темпера-

туры и к концу процесса они приобретают важное значение в метасоматических преобразованиях, накладываясь на продукты ранних стадий метасоматоза.

По классической схеме поровые воды могут лишь выносить продукты метасоматического замещения, фактически же нередко в связи с их охлаждением происходит переотложение этих продуктов на соседних участках замещаемой породы. Например, Г. Щерба следующим образом рисует процесс гидротермального изменения эффузивов, туфов и сланцев, слагающих Лениногорское полиметаллическое месторождение в Рудном Алтае. В нижних зонах гидротермального метаморфизма в связи с окварцеванием происходит освобождение щелочей и глинозема. Они переходят в раствор, выносятся выше и используются в процессе серицитизации, развивающейся несколько дальше от рудного тела. Высвобождающиеся при этом известь и магнезия в свою очередь мигрируют еще выше и накапливаются в виде прожилков. Избыток кальция обусловливается извлечением полевошпатовой извести и выносом его из известняковых алевропелитов в связи с их серицитизацией, а также из карбонатных пород при их окварцевании.

В ходе гидротермального метасоматоза эволюционирует также кислотность — щелочность раствора. Например, согласно В. Соколову, на ранней стадии, когда рН раствора ниже рН породы, происходит кислотный метасоматоз, затем при выравнивании этих значений идут нейтральные обменные реакции; еще позднее, когда рН раствора становится более рН породы, зарождается щелочной метасоматоз.

Обычно гидротермальное рудообразование и сопутствующий ему метасоматоз развиваются прерывисто, распадаясь на ряд стадий, разделенных временной остановкой минералообразования. При этом характер метасоматоза может скачкообразно меняться от одной стадии к другой.

Хорошим примером такого стадийного изменения гидротермального метасоматоза может служить порядок развития метасоматитов свинцово-цинкового месторождения Восточного Тинтика в США, изученного Т. Ловерингом. Это месторождение залегает среди палеозойских кварцитов и известняков, разбитых серией сбросов и перекрытых в дорудное время туфами, агломератами и кварц-латитовыми лавами олигоцена. Изучение продуктов гидротермального метасоматоза выявило пять последовательных стадий этого процесса: 1) ранняя безрудная, 2) средняя безрудная, 3) поздняя безрудная, 4) ранняя рудная, 5) рудная.

В раннюю безрудную стадию известняк был изменен в доломит, а породы в основании вулканической свиты хлоритизированы. Метасоматоз этой стадии протекал по большому количеству путей циркуляции гидротермальных растворов, проникая дальше и шире, чем постепенно сужающиеся изменения последующих стадий. Средняя безрудная стадия характеризуется аргиллитизацией вулканических пород и в меньшей степени известняков. Поздняя безрудная стадия выделяется по окварцеванию осадочных пород с отложением в них барита, пирита и редкого хлорита, а также образованием в вулканических породах аллофана, хлорита (делесита), кварца, барита, пирита, кальцита. Ранняя рудная стадия отличается неинтенсивным серицит-гидрослюдистым изменением в ассоциации с небольшим количеством кварца и пирита. В рудную стадию происходило обильное осаждение сульфидов, сульфоантимонитов, сульфоарсенитов, теллуридов, золота, приведшее к образованию метасоматических рудных тел в известняках. Общая схема последовательности этого процесса показана на рис. 116.

Ко всему вышеизложенному необходимо добавить, что гидротермальный метасоматоз обычно протекает в однородных по составу породах, исключаящих возникновение биметасоматических явлений, и при участии в растворе одного компонента или групп компонентов близкой

Минерал	Формула	Ускоренное выветривание	Ранняя безрудная стадия	Средняя безрудная стадия	Поздняя безрудная стадия	Ранняя продуктивная стадия	Продуктивная стадия	Выветривание
Аллофан	$(Al_2O_3, SiO_2) \cdot nH_2O$			○	●			○
Монтмориллонит	$(Mg, Al)_2 Si_4 O_{10} (OH)_2$	⊥						○
Бейделлит	$(Al, Fe)_2 (AlO_3, Si_{3.5}, 10n) (OH)_2$	⊥		○	●			○
Энделит	$Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 4H_2O$			○				○
Гидроцит	$Al_2O_3 \cdot 3H_2O$							○
Нонтронит	$(Al, Fe^{III})_2 (AlO_3, Si_{3.5}, 10n) (OH)_2$	⊥						○
Лимонит	$Fe_2O_3 \cdot nH_2O$							○
Опал	$SiO_2 \cdot nH_2O$							○
„Калич“	$CaCO_3$							○
Гипс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$							○
Доломит	$Ca Mg (CO_3)_2$		●					
Цоизит	$4CaO \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot H_2O$		●					
Альбит	$NaAlSi_3O_8$		○					
Клинохлор	$5MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 4H_2O$		○					
Белый хлорит			○					
Калиевые глины	$(Mg, Al)_2 (Al, Si)_4 (K)_n O_n (OH)_2$		○					
Галлуазит	$Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$			○				○
Каолинит	$Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$			○				○
Диккит	$Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$			○				○
Лейкоксен	TiO_2			○				○
Рутил	TiO_2			○				○
Алузит	$K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 4SO_3 \cdot 6H_2O$			○				
Кварц	SiO_2			○	●			
Делессит	$4(Mg, Fe)O \cdot 2Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot 5H_2O$				○			
Барит	$BaSO_4$				○			
Пирит	FeS_2				○			
Кальцит	$CaCO_3$				○			
Гидрослюда	$1/4 K_2O \cdot 3(Al_2O_3, 2SiO_2) \cdot 3 \pm H_2O$			○				
Серицит	$K_2O \cdot 3(Al_2O_3, 2SiO_2) \cdot 2H_2O$			○				
Сфалерит	ZnS							○
Галенит	PbS							○
Знаргит	$3Cu_2S \cdot As_2S_5$							○
Тетраэдрит	$4Cu_2S \cdot Sb_2S_3$							○
Тессит	Ag_2Te							○
Золото	Au							○
Халькопирит	Cu, FeS_2							○
Халькозин	Cu_2S							○



Рис. 116. Парагенезис минералов, возникших в процессе изменения пород и рудных минералов в округе Восточный Тинтик. По Т. Ловерингу
 1 — зона слабого изменения; 2 — зона умеренного изменения; 3 — зона сильного изменения; 4 — зона выветривания; 5 — межплоскостная вода и обменные основания

подвижности. Поэтому гидротермальное рудообразование чаще всего сопровождается возникновением однородных по составу метасоматитов, иногда осложненных наложением на них продуктов последующих стадий этого процесса и лишь изредка распадающихся на ряд последовательных зон разного минерального состава.

В гидротермальном метасоматозе можно рассматривать две стороны — образования руд и сопровождающего их изменения боковых пород.

Рудный метасоматоз может развиваться по непрерывному фронту, с формированием сплошных руд, и из отдельных пунктов внутри замещаемой породы, с возникновением вкрапленных руд.

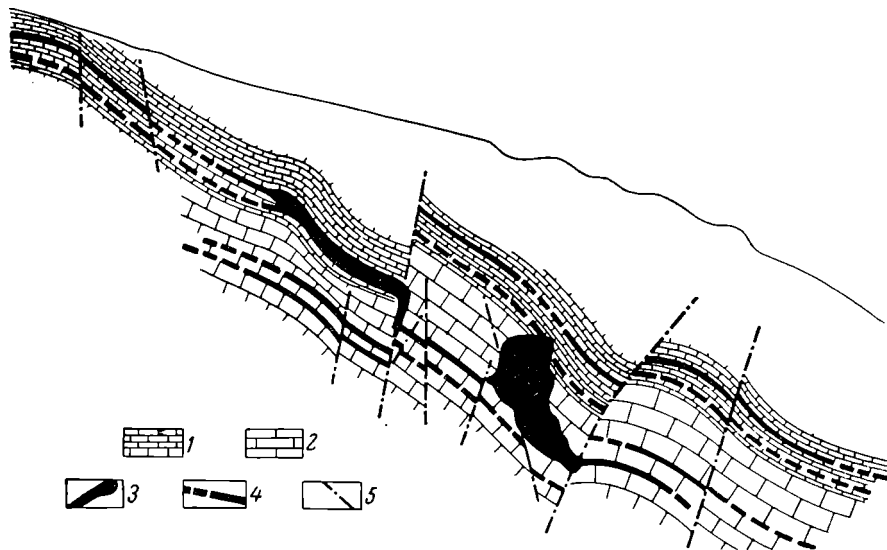


Рис. 117. Избирательный метасоматоз при образовании пластовых залежей арсенопиритовой руды на месторождении Брич-Мулла в Средней Азии. По Г. Вировлянскому
1 — бричмуллинский известняк; 2 — верхнефаменский известняк; 3 — рудные тела; 4 — предполагаемое продолжение рудных тел; 5 — сбросы

Особое значение для рудообразования имеет и з б и р а т е л ь н ы й метасоматоз, проявляющийся в концентрации руд метасоматического происхождения в строго определенных комплексах и даже пластах пород. Так, например, свинцово-цинковые руды Каратау в Казахстане сосредоточены в нескольких горизонтах доломитов среди мощной толщи карбонатных пород, составляющих всего лишь 15% от их общей мощности, но заключающих 85% запасов руды. В разных районах Миссисипи — Миссури пласты известняков, составляющие от 3 до 23% от общей мощности карбонатной толщи нижнего палеозоя, содержат от 70 до 90% запасов свинцово-цинковой руды. Пример избирательного метасоматоза при формировании руд мышьяка показан на рис. 117.

Подобная же приуроченность метасоматических колчеданных полиметаллических месторождений к определенным так называемым критическим горизонтам мощной толщи вулканогенно-осадочных пород отмечается на Рудном Алтае. Здесь среди вулканогенных пород среднего и верхнего девона общей мощностью от 5000 до 1000 м выделяется три продуктивных горизонта, суммарная мощность которых составляет не более 10% от мощности всей толщи, но сосредоточивающих более 95% запасов свинца и цинка Рудного Алтая.

Выборочная локализация метасоматических руд, определяемая избирательным метасоматозом, отмечается не только в региональном плане, но и в контурах рудных тел, пересекающих породы различного состава (рис. 118).

Избирательный метасоматоз определяется тремя группами свойств замещаемых пород. Во-первых, он зависит от минералого-химического состава этих пород. По этому признаку выделяются породы податливые к метасоматозу и плохо поддающиеся замещению. Если расположить наиболее распространенные горные породы по степени их благоприятности к метасоматическому замещению, то их можно объединить в три группы: 1) благоприятные для метасоматоза (известняки, доломиты, пирокласты); 2) не вполне благоприятные для метасоматоза (глубинные и излившиеся изверженные породы кислого, основного и щелочного состава, метаморфические породы, аркозы); 3) неблагоприятные для метасоматоза (кварциты, глинистые сланцы, песчаники).

Во-вторых, избирательный метасоматоз зависит от оптимальной пористости, обеспечивающей, с одной стороны, фильтрацию преобразующих растворов, а с другой стороны, всесторонний охват поровой водой отдельных зерен замещаемой породы. Разные пласты и их свиты в толщах макроскопически однородных пород имеют различный характер пористости, предопределяющий выборочный метасоматоз в тех из них, где для вышеуказанного просачивания складываются наиболее благоприятные условия. Так, например, в горах Каратаз в Средней Азии пористость различных пород колеблется от сотых до 13%, но оптимально благоприятными для образования метасоматических свинцово-цинковых залежей оказались породы с пористостью от 4 до 8%.

Оптимально благоприятная пористость для формирования метасоматических тел сурьмяно-ртутных руд Южной Ферганы составляет 1,5—3%.

Известно, однако, что эта пористость может быть как первичной, так и вторичной, обусловленной тектоническим раздавливанием породы. Одинаковые тектонические напряжения создают различные нарушения в породах разного состава — в одних из них возникают крупные деформации, выгодные для циркуляции раствора, в других — пластичные, затрудняющие такую циркуляцию. В частности, согласно А. Королеву, для эффузивных пород и их туфов отмечается слабая пластичность и повышенная хрупкость, длительное сохранение полостей деформации, перемежаемость водопроницаемых и водоупорных горизонтов, способствующих метасоматическому гидротермальному рудообразованию.

Для кислых интрузивов, плотных аркозов и полевошпатовых кварцитов характерна повышенная хрупкость, приводящая к созданию хорошо сохраняющихся тектонических трещин, благоприятных для образования гидротермальных жил. Карбонатные породы обладают свойством «самозалечивания» возникающих в них трещин, поэтому для гидротермальных процессов в них важны нарушения, непосредственно предшествующие гидротермальной деятельности, не успевшие запечататься кальцитом, переотложенным из боковых пород. Всевозможные сланцы, склонные к пластическим деформациям, являются в общем случае породами, неблагоприятными для гидротермального метасоматоза, но, будучи водо-непроницаемыми или труднопроницаемыми, они нередко образуют подпруживающие, экранирующие горизонты, под которыми сосредоточи-

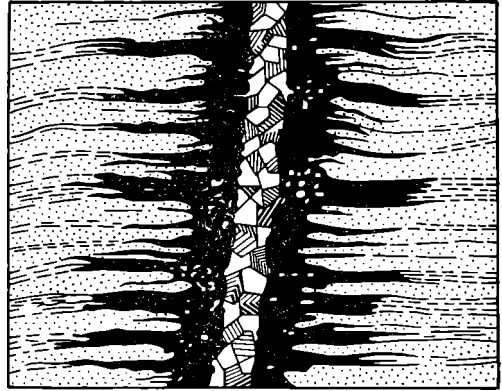


Рис. 118. Кварц-касситерит-турмалиновая жила, пересекающая толщу кремнисто-глинистых сланцев; метасоматоз развивается по глинистым прослоям. По Д. Мак-Алистеру

ваются метасоматические процессы и накапливаются руды. Таким образом, степень благоприятности пород, подвергшихся тектоническим напряжениям, будет зависеть также от их механических свойств.

В-третьих, избирательный метасоматоз определяется фильтрационным эффектом, приводящим к концентрации руд перед плохо проницаемыми породами — так называемыми «экранами», состоящими чаще всего из сланцев или других плохо фильтрующих образований (рис. 119).

Наиболее распространенными процессами гидротермального изменения боковых пород являются щелочной, кварцевый, глинистый, карбонатный, магнезиальный, железо-магнезиальный и сульфидный метасоматоз.

Щелочной метасоматоз происходит под воздействием калия или натрия. Чаще всего калиевый метасоматоз исключает натриевый и наоборот. При калиевом метасоматозе в широком диапазоне температур в слабокислой или слабощелочной среде развивается мусковит и серицит, замещающие плагиоклазы и биотит. При натриевом метасоматозе в слабокислых или слабощелочных условиях с высокой температурой осуществляется альбитизация полевых шпатов.

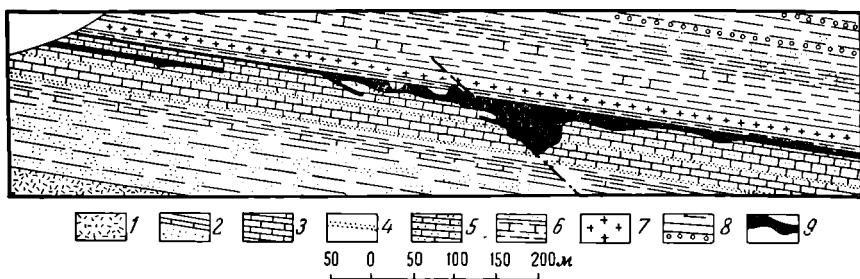


Рис. 119. Метасоматическая залежь под экраном.

Поперечный разрез через месторождение Игл 2 рудного тела У Джильмана (район Бьютт, США), показывающий локализацию руды (медно-серебряно-золотой) в верхней части известняков, ниже сланцев и кварцитов. По Т. Ловерингу

1 — гранит-гнейс; 2 — кембрийские кварциты и ордовикские сланцеватые кварциты; 3 — голубые известняки; 4 — кварциты; 5 — известняки «Зебра»; 6 — сланцеватые кварциты; 7 — порфир; 8 — сланцы и песчаники; 9 — руда

Кварцевый метасоматоз может развиваться в широких температурных и кислотно-щелочных границах, хотя он типичнее для кислой среды. В результате его образуются зоны окварцевания, вначале охотнее возникающие по полевым шпатам и карбонатам, а в конечном итоге способные заместить все породообразующие минералы. Возникают роговики, кварциты, джаспероиды и другие вторичные метасоматические породы.

Глинистый метасоматоз осуществляется при низких температурах и в кислой среде приводит к замещению алюмосиликатов дикинтом и каолинитом, а в щелочной — монтмориллонитом.

Карбонатный метасоматоз обычно характеризует щелочные условия, средние и низкие температуры. При этом коренные породы замещаются карбонатами кальция, железа, марганца и магния. Особенно охотно этот процесс происходит в основных породах, при разложении породообразующих минералов которых углекислыми растворами замещаются щелочноземельные металлы.

Магнезиальный метасоматоз при высоких и средних температурах приводит к образованию хризотила в основных породах, а при средних и низких — к созданию магнезита в основных породах и известняках или к доломитизации последних.

Железо-магнезиальный метасоматоз осуществляется в щелочных условиях при низкой и средней температуре, а в кис-

лой среде при более высокой температуре вследствие комбинированного привноса железа и магния и приводит к хлоритизации биотита, пироксенов, амфиболов и других породообразующих минералов.

Сульфидный метасоматоз связан с воздействием сероводорода, осуществляется в широких температурных и кислотно-щелочных границах и приводит к образованию пиритизированных зон. При этом железо может заимствоваться из фемических породообразующих минералов в процессе их метасоматического замещения сульфидом этого металла.

Особо надлежит упомянуть о гидратной форме метасоматоза. Д. Коржинский считает, что при метасоматозе вода оказывается вполне подвижным компонентом и возникающая при этом ассоциация минералов зависит не от содержания воды, а от ее парциального давления. Упругость паров воды в свою очередь зависит от температуры. Если полагать, что метасоматоз осуществляется под воздействием жидкой поровой воды, то для сохранения ее при высокой температуре требуется высокое давление больших глубин. В этих условиях в процессе гидратации возникают биотит и роговая обманка. При средних температурах и соответствующем давлении образуются мусковит, тремолит и эпидот (с альбитом, хлоритом). Но при малом давлении в субвулканической обстановке такие растворы могут выкипеть и здесь гидратный метасоматоз может осуществляться только при низкой температуре и проявляться в пропилитизации и цеолитизации (с адуляром и кальцитом).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Связь с магматическими формациями. Гидротермальные месторождения формируются на всем протяжении геосинклинального развития, а также при последующем тектоническом и магматическом оживлении платформ. Однако на всех стадиях геологического цикла они достаточно отличаются как по интенсивности образования, так и по составу.

На ранней стадии геосинклинального развития в связи с субмаринной вулканогенной спилито-кератофировой формацией образуются чрезвычайно своеобразные месторождения серно- и медно-цинковых колчеданных руд. Колчеданные месторождения всего мира приурочены к поясам вулканогенных спилито-кератофировых и порфиритовых пород, выполняющих тектонические трюги ранней стадии развития геосинклиналей типа А и В.

На средней стадии при интрузии кислых и аляскитовых гранитов возникают гидротермальные месторождения грейзенового и кварцевого парагенезиса руд олова, вольфрама, лития и бериллия. Они наиболее типичны для геосинклиналей типа В, в срединном поднятии которых, вырастающем в процессе инверсии на месте прогиба внутренней зоны, и локализуются мощные пояса аляскитовых, формирующие региональные пояса вышеуказанных редких металлов. Эти месторождения известны также в ассоциации с цепями массивов аляскитовых гранитов в складчатых областях, внедрившихся в геосинклиналях, и всех других типов.

На поздней стадии геосинклинального развития в связи с формацией малых интрузий, экстрезивных и субвулканических пород находится главная масса разнообразных гидротермальных месторождений, преимущественно сульфидного парагенезиса. В отличие от колчеданных месторождений ранней стадии и кварц-грейзеновых месторождений средней стадии геосинклинального цикла, обильные гидротермальные месторождения поздней стадии не обладают столь тесной непосредственной связью с магматическими породами малых интрузий, будучи с ними связаны лишь общностью глубинных очагов.

На активизированных и интенсивно активизированных платформах при интрузии аляскитовых гранитов создаются гидротермальные место-

рождения грейзенового и кварцевого парагенезиса руд олова, вольфрама, лития и бериллия, аналогичные месторождениям средней стадии геосинклинальной эволюции. Их примером могут служить месторождения редких металлов Китайской платформы. В этих же условиях с интрузиями гранитоидов повышенной основности и щелочности возникают гидротермальные месторождения руд золота, а также свинца и цинка. Такие месторождения известны в пределах Сибирской и Китайской платформ.

Гидротермальные месторождения, принадлежащие перидотитовой и габбровой формациям ранней стадии геосинклинального развития, практически неизвестны. В связи с интрузией плагиогранит-сиенитовой формации ранней стадии и гранодиоритовой субформации средней стадии, которым свойственны скарновые месторождения, гидротермальное рудообразование не распространено.

Все вышеизложенное о связях гидротермального рудообразования с формациями магматических пород сведено в табл. 24.

Таблица 24

Степень распространения гидротермальных месторождений по формациям изверженных пород

Этап	Стадия	Формация магматических пород	Степень распространения	Типичные месторождения
Геосинклинальный	Ранняя	Вулканогенная	Распространена	Колчеданные
		Ультраосновная и основная	Отсутствуют	—
	Плаггиогранит-сиенитовая	Встречается	—	
Средняя	Гранодиоритовая	Гранитная	Встречается	—
			Распространена	Кварц-грейзеновые
Поздняя	Малые интрузии	Широко распространены	Разнообразные	
Платформенный		Перидотитовая	Отсутствует	—
		Габбровая (трапы)	Встречается	—
		Граниты повышенной основности и щелочности	Распространены	Золота и полиметаллов
		Аляскитовая	Распространена	Кварц-грейзеновые

Критерии генетической связи гидротермальных месторождений и изверженных горных пород. Теснота связи различных генетических групп магматогенных месторождений полезных ископаемых с теми или иными комплексами изверженных горных пород очень различна. Наиболее тесно с изверженными породами связаны магматические месторождения, представляющие фацию заключающих их материнских пород. Достаточно тесная ассоциация существует между массивами изверженных пород и размещенными по их периферии месторождениями пегматитовой, карбонатитовой и скарновой групп. Значительно более сложные генетические взаимоотношения устанавливаются между гидротермальными месторождениями полезных ископаемых и теми комплексами изверженных пород, с которыми они ассоциированы. Сложность эта усугубляется тем, что гидротермальные месторождения находятся как внутри массивов изверженных пород, так и вблизи них, а также в породах их кровли на расстоянии до нескольких километров.

Выяснение принадлежности различных групп гидротермальных месторождений в том или ином рудоносном районе к развитым здесь разнообразным комплексам изверженных горных пород имеет не только теоретический смысл, проливающий свет на их генезис, но и большое практическое значение, направляющее геологопоисковые работы.

Следует отметить, что наиболее продуктивными обычно оказываются комплексные (многофазные) гранитоидные интрузии. В Коптев-Дворников различает среди гранитов породы: 1) начальной интрузивной фазы (с фациями — главной интрузивной, эндоконтактов и сателлитов); 2) фазы дополнительных интрузий (одна или несколько генераций); 3) фазы жильных пород (дайки первого этапа и дайки второго этапа — по нескольким генерациям).

Среди признаков связи между гидротермальными месторождениями и комплексами изверженных горных пород могут быть названы следующие: 1) одновременность образования; 2) приуроченность к одним и тем же геологическим структурам; 3) одинаковые фациально-глубинные условия образования; 4) одинаковая степень метаморфизма; 5) ассоциация определенных по составу изверженных пород и месторождений; 6) закономерности размещения гидротермальных месторождений по отношению к массивам изверженных пород; 7) геохимическое родство.

Одновременность образования комплексов изверженных горных пород и связанных с ними рудных месторождений имеет в виду возникновение их в одну и ту же тектоно-магматическую фазу той или иной стадии геологического развития. Понимаемая в этом смысле одновременность образования может быть твердо обоснована лишь в том случае, если изверженные породы и гидротермальные месторождения залегают в породах одинакового геологического возраста и перекрываются одинаковыми по возрасту более молодыми породами. Прямое перекрывание тел эндогенных месторождений послерудными породами наблюдается редко. Иногда устанавливается такое перекрывание массивов изверженных пород и окаймляющих их постмагматических месторождений. Интересный случай такого рода наблюдается в Закавказье. Здесь массив Келасурских гранитов и сопровождающие его гидротермальные месторождения молибдена, вольфрама и сурьмы батской фазы киммерийской складчатости прорывает порфиновую серию байоса и трансгрессивно перекрывается пестроцветной свитой кимериджа.

Иногда обнаруживаются гальки руды в базальных конгломератах послерудных свит. Например, находка рудных галек полиметаллических месторождений Караваш и Чинасылсай в Тянь-Шане в конгломератах девона и карбона позволила отнести эти месторождения к каледонской металлогенической эпохе. Находка Л. Пламеневским гальки полиметаллической руды в базальных конгломератах келловей на Северном Кавказе позволила отнести время формирования Садонской группы месторождений к батской фазе киммерийского цикла.

В большинстве случаев прямым методом определить геологический возраст гидротермальных месторождений бывает невозможно. К косвенному признаку, указывающему на одновременность образования изверженных пород и месторождений, имеющему значительно меньшую ценность, относится совпадение районов распространения определенных комплексов изверженных пород и месторождений, сформированных в одну из стадий геологического цикла развития.

Приуроченность к одним и тем же геологическим структурам как комплексов изверженных горных пород, так и гидротермальных месторождений наблюдается с разной степенью отчетливости во многих рудных районах. При этом выясняются следующие общие закономерности. Вулканогенные комплексы и находящиеся среди них колчеданные месторождения ранней стадии геосинклинального развития приурочены к узким геосинклинальным рвам. Ультраосновные

и основные интрузии со свойственными им магматическими месторождениями платиноидов, хромитов и титаномагнетитов контролируются крупными разломами глубокого заложения, ограничивающими вышеуказанные тектонические трюги. Цепи кислых аляскитовых гранитов, определяющие положение редкометалльных поясов, вытягиваются вдоль срединных антиклинориевых поднятий внутренней геосинклинальной зоны. Малые интрузии вместе с ассоциированными с ними разнообразными гидротермальными месторождениями протягиваются поясами вдоль тектонических ослабленных зон и разломов, образующихся в конечные стадии развития подвижных зон земной коры.

Кроме того, в отдельных областях могут проявиться местные связи в распределении магматических пород и ассоциирующихся с ними месторождениями в зависимости от региональных и локальных геологических структур.

Одинаковые фациально-глубинные условия образования определяют приуроченность постмагматических месторождений определенного облика к столь же определенным породам разных фаций по глубинности их совместного образования. Выше (см. главу третью) уже были охарактеризованы специфические особенности изверженных пород и ассоциированных с ними эндогенных месторождений ультраабиссального, гипабиссального и приповерхностного уровня их формирования. В тех случаях, когда гипабиссальные месторождения генетически связаны с абиссальными магматическими очагами, известными для завершающей стадии развития подвижных зон, фациально-глубинный критерий не всегда может применяться для установления генетических ассоциаций изверженных пород и гидротермальных месторождений.

Одинаковая степень метаморфизма изверженных пород и связанных с ними месторождений обнаруживается в том, что интенсивно регионально метаморфизованные древние изверженные массивы сопровождаются более метаморфизованными рудными телами, чем юные интрузивы. В месторождениях, ассоциирующихся с последними, метаморфизм руд оказывается слабее (сохранение метаколлоидных структур, первичных форм сростания минералов и др.).

Ассоциация определенных по составу изверженных пород и месторождений достаточно отчетливо проявляется для некоторых групп рудных образований, приуроченных к ультраосновным, основным, средним, кислым и щелочным интрузиям. Она многократно подчеркивалась выше и специально описана в третьей главе этой книги. Схема связи рудных месторождений с интрузиями разного состава приведена на рис. 120.

Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых по отношению к массивам магматических пород определяются пространственным положением тел полезных ископаемых и интрузий. Можно выделить три случая такого положения: 1) тела полезных ископаемых размещаются внутри массивов изверженных пород, 2) тела полезных ископаемых находятся в приконтактной области этих массивов, 3) тела полезных ископаемых располагаются среди вмещающих пород, иногда достаточно далеко от них.

Магматические месторождения хрома, платиноидов, титаномагнетитов, медно-никелевых руд, апатито-магнетитов, апатита, редких земель и графита, генетически связанные с ультраосновными, основными и щелочными породами, располагаются внутри массивов изверженных пород, а также по их контактам. Поэтому установление связи между этими породами и приуроченными к ним месторождениями осуществляется легко и просто. Гораздо сложнее устанавливается зависимость между массивами средних или кислых интрузий и связанными с ними гидротермальными месторождениями, располагающимися как внутри, вблизи, так и вдали

от интрузивов. В этих случаях наиболее отчетлива связь интрузий и месторождений, расположенных вблизи интрузивных массивов, таких, как пегматиты, скарны и кварц-грейзеновые образования, приуроченных в подавляющей своей массе к внутреннему и внешнему контакту интрузий.

Для гидротермальных месторождений, находящихся внутри гранитоидных интрузивов, прямых признаков для установления генетической связи их с данной интрузией пока неизвестно. Эти месторождения могут быть связаны как с глубинными частями данной интрузии, так и с другими более поздними интрузиями. Косвенным признаком служит заметное уменьшение количества гидротермальных месторождений, генетически связанных с той или иной интрузией и расположенных в их теле по мере увеличения глубины эрозийного среза интрузивных массивов.

Для месторождений, расположенных вдали от интрузий, их связь с последними может быть установлена при наличии зональной смены состава месторождений по мере удаления от интрузивов. Во всех многочисленных случаях зонального размещения месторождений вокруг интрузивов кислых изверженных горных пород наблюдается смена состава месторождений от высокотемпературных к более низкотемпературным разностям. При этом группы месторождений одинакового состава последовательными зонами опоясывают интрузив, создавая постепенно отходящие от его границ рудные концентры.

Типичным примером зональной смены месторождений по мере удаления от интрузива является нижеописанное рудное поле Кумыштагского массива Таласского Алатау в Тянь-Шане (рис. 124). В этом случае гранитный массив имеет на выходе поперечник размером 9×14 км, прорывает толщу сланцев, песчаников и известняков протерозойского и нижнепалеозойского возраста, полого погружаясь под них к югу. Рудные месторождения и проявления, окружая полукольцом гранитный шток, начинаются у контакта серией высокотемпературных образований, к периферии они постепенно через ряд переходных этапов сменяются областью более низкотемпературных образований. Несмотря на видимые плавные переходы в смене минерализации, совершенно отчетливо выделяются

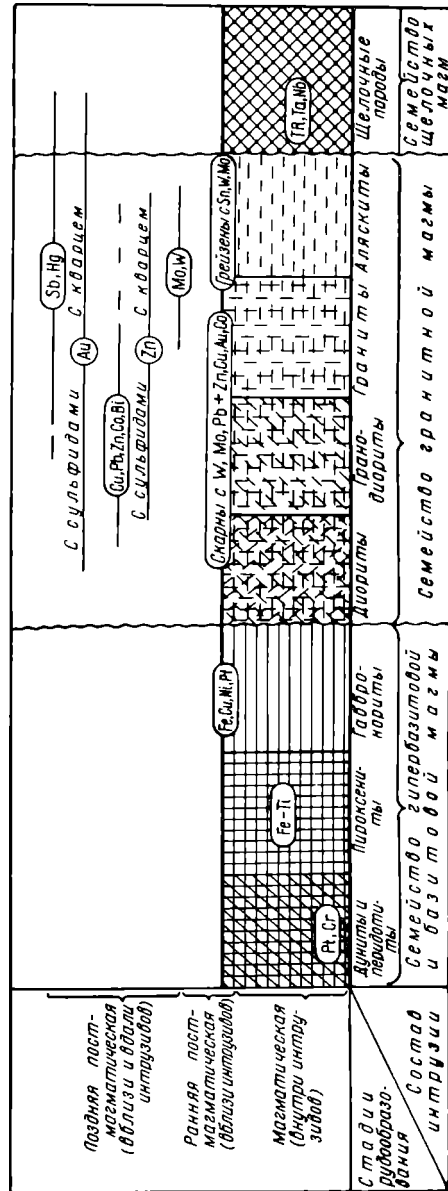


Рис. 120. Схема связи рудных месторождений с интрузиями разного состава

следующие семь рудных концентров (зон): 1) скарны с проявлениями шеелита, молибденита, висмутина и арсенопирита, 2) безрудные пегматиты, 3) пирротиновые образования с примесью арсенопирита и халькопирита, 4) арсенопиритовые образования, 5) полиметаллические образования, 6) кварц-карбонатные жилы с галенитом и халькопиритом и 7) кварцевые жилы.

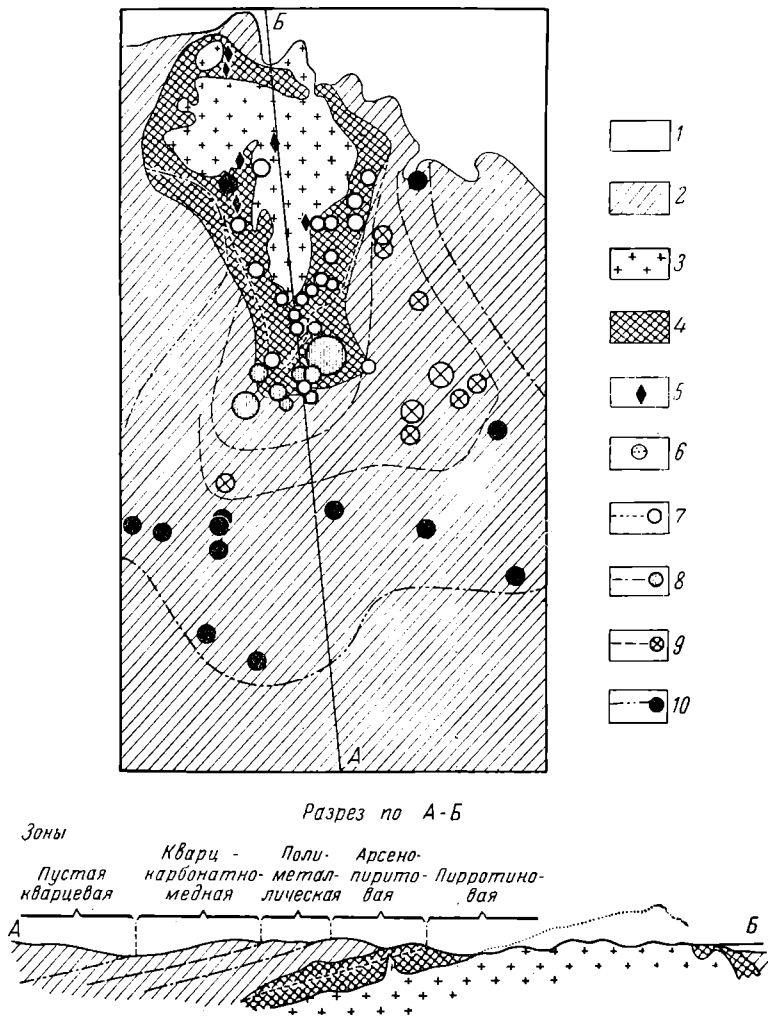


Рис. 121. Зональное размещение месторождений вокруг гранитного массива Кумыштаг в Таласском Алатау

1 — третичные и четвертичные отложения; 2 — нижнепалеозойские породы; 3 — граниты; 4 — роговики; 5 — пегматитовые жилы; 6 — везувиац-гранатовые скарны с шеелитом, молибденитом, арсенопиритом и висмутином; 7 — пирротин-халькопиритовые, пирротиновые и халькопиритовые жилы; 8 — арсенопиритовые жилы; 9 — полиметаллические жилы; 10 — кварц-карбонатные жилы с халькопиритом и галенитом

Крайне характерным является то обстоятельство, что месторождения описываемой группы хотя и распределены строго зонально вокруг гранитного массива, но эти зоны не повторяют контуров гранитного поля, будучи, во-первых, эксцентрично смещены от этого поля к югу, а во-вторых, являясь более широкими с юга и очень узкими, часто совмещенными с запада и востока. Распределение рудных зон относительно гранитной площади приведено в табл. 25.

Вторым примером является зональное размещение месторождений вокруг сложного гранитоидного массива Тырны-Ауза, по данным

Рудные зоны гранитного массива Кумыштаг

Характер месторождений	Расстояние от контакта с гранитом на поверхности, км		Предполагаемое расстояние до кровли гранита на глубину, км	
	к югу (пологая кровля)	к западу и востоку (крутая кровля)	по нормали от—до	по вертикали от—до
Гранат-везувияновый скарн с флюоритом и единичными зернами шелита, молибденита, висмутина и арсенопирита	На «макушках» проблематических слепых сателлитов штока			
Мелкие пегматитовые жилы	До 4	0,5—1	0—0,4	0—0,5
Пирротиновые жилы с арсенопиритом или халькопиритом	До 3	0,5—1,5	0—0,75	0—1,0
Арсенопиритовые залежи	3—6	0,5—2	0,75—2,75	1,0—2,75
Полиметаллы	6—12	2—4	2,5—3,5	2,75—3,75
Кварц-карбонатные жилы с редкими зернами галенита и халькопирита	10—17	2—6	3,5—4,2	3,75—4,5
Жилы безрудного кварца, секущие карбонатные прожилки	15	4—6	4,2	4,5

С. Соловьева. Здесь оконтуривается зона высокотемпературных месторождений молибдена, вольфрама, частично меди, преимущественно в скарнах, непосредственно прилегающих к массиву изверженных пород. Далее, на протяжении до 1 км от границы с этим массивом располагается зона с более низкотемпературными гидротермальными месторождениями и рудопроявлениями мышьяка, свинца и цинка, висмута, кобальта — большая часть месторождений, для которых характерно обильное развитие сульфидов и сложных блеклых руд. Еще далее, на расстоянии до 3 км от гранитоидов размещаются наиболее низкотемпературные месторождения сурьмы. Все эти зоны, сменяя друг друга, смещаются только в одну (северо-западную) сторону от интрузива.

Случай зонального распределения гидротермальных месторождений вокруг Запокровского штока гранодиоритов и порфиров (в Забайкалье) описан В. Козеренко. Здесь выделяются последовательно сменяющиеся друг друга зоны арсенопиритового, арсенопирит-полиметаллического и полиметаллического оруденений.

В Зангезурском районе (Армения), по сведениям И. Магакьяна, медно-молибденовое оруденение, приуроченное к непосредственному контакту интрузии гранитоидов, сменяется, по мере удаления от контакта, вначале медным и затем полиметаллическим.

Вблизи контакта Мерисского сиенито-диоритового массива в Грузии, согласно исследованиям В. Надирадзе, расположены кварцевые жилы и окварцованные зоны с вкрапленностью магнетита, пирита, халькопирита, с молибденитом и касситеритом. Далее от контакта, на расстоянии до 1,5—2 км, находятся кварц-халькопиритовые жилы, а еще далее (до 3—5 км) размещаются свинцово-цинковые рудопроявления.

На Депутатском месторождении, по И. Некрасову, по мере удаления от центра рудного поля к периферии турмалиновые и кварц-сульфидные оловянные жилы сменяются вначале хлорит-кварц-сульфидными, а затем сульфидными со все возрастающим содержанием свинца и цинка при уменьшении олова.

Подобного рода примеры отчетливого зонального размещения эндогенных рудных месторождений вокруг массивов гранитоидов известны и в других районах нашей страны. Они широко проявляются и за рубежом, где описаны случаи зонального распределения месторождений вокруг гранитных интрузивов. Примерами могут служить:

1) район Корнуолла в Англии, где вокруг гранитных массивов герцинского времени зонально распределены жилы олова, вольфрама, висмута, мышьяка, меди, цинка, серебра и сурьмы;

2) район Северо-Западной Тасмании, где вблизи штоков палеозойских гранитов расположены месторождения олова с примесью вольфрама и висмута, несколько далее — медно-цинково-свинцовые месторождения с примесью олова, а еще далее — серебро-свинцовые месторождения;

3) южная часть Аппалачских гор в Америке, в которых вокруг гранитных массивов последовательно распределяются рудные зоны золота с примесью олова, меди, марганца, цинка и свинца, барита;

4) округ Тинтик в США, где к северу от монзонитового штока описан зональный ряд месторождений, включающий последовательно медь и мышьяк, медь, свинец и серебро;

5) округ Бингхем в США, в котором вокруг двух штоков гранита последовательно располагаются зоны меди, меди и цинка, свинца и серебра;

6) округ Уайт-Пайн в США, в котором в сторону от гранодиоритового штока отходят зоны медного, свинцового и серебряного пояса;

7) район гранитного штока Рамберг в Гарце, где намечаются четыре последовательные зоны: медно-мышьяково-висмута-вольфрамо-плавиковая, полиметаллическая, сидеритовая и антимонитовая.

Исследования Н. Ермакова показали, что в минералах как рудных, так и безрудных жил характер гомогенизации газовой-жидких включений меняется по мере удаления от массивов изверженных пород. Наблюдаются переходы от пневматолитового типа гомогенизации к гидротермальному, падают температуры гомогенизации. При наличии пострудных интрузий газовой-жидкие включения рудообразующих минералов в месторождениях оказавшихся близ них, бывают взорваны.

В заключение следует остановиться на некоторых особенностях в зональном размещении рудных месторождений вокруг массивов кислых изверженных пород, важных как для установления связи между ними, так и для направления геологических поисков. Первая особенность сводится к тому, что зональность не во всех случаях проявляется одинаково отчетливо. Обычно наиболее резко она выявляется для неглубоко срезанных куполов сечением от километра до 10—20 км при развитии разнообразного комплекса рудных месторождений. Для штоков малых интрузий, более крупных гранитоидных интрузий, а также для районов, однообразных по составу руды, отчетливость в зональном размещении месторождений сглаживается до полного исчезновения.

Вторая особенность заключается в том, что стройность зонального расположения месторождений могут нарушить благоприятные для локализации руд породы и геологические структуры, уводящие рудоносные погоны в сторону от интрузива.

Третья особенность сводится к тому, что зоны с месторождениями различного состава обычно не образуют строгих концентрических колец вокруг интрузивов, а распределяются эксцентрично вокруг них. При этом чаще всего рудоносные зоны смещаются в одну сторону штока, нередко в сторону пологой кровли его, как это было описано выше.

Известны более редкие случаи двойного эксцентриситета, при котором в одну сторону от интрузивного массива развиваются зоны месторождений преимущественно одного состава, а в другую — другого. Например, к северу от некоторых гранитных массивов бассейна р. Колымы располагаются оловянные месторождения, а к югу — золотые. Выявление направления смещений рудных зон от границ интрузива может служить хорошим направляющим началом при поисках.

Геохимическое родство между интрузивными и гидротермальными месторождениями может быть установлено в связи с изучением: 1) главных и аксессуарных минералов в рудах и изверженных породах;

2) одинаковых химических элементов руд и изверженных пород; 3) уровня содержания металлов, входящих в состав месторождений, в интрузивах (относительно кларка); 4) соотношения изотопического состава элементов, известных как в рудах, так и в изверженных породах; 5) абсолютного геологического возраста интрузивов и месторождений.

В. и Е. Алевдины показали, что калинатовые полевые шпаты гранитоидов Дальнего Северо-Востока и ассоциированных с ними кварц-полевошпатовых жил с минералами олова и вольфрама по их сингонии, показателю преломления, величине $2V$, морфологии зерен и их спайности чрезвычайно сходны.

Исследование акцессорных минералов в протолочках крупных проб изверженных пород позволяет в ряде случаев установить в тех из них, с которыми связаны месторождения, наличие рудных минералов. Так, например, М. Рохлин установил в составе акцессорных минералов гранитов оловоносных районов Чукотки и Забайкалья заметное количество касситерита. То же самое подмечено М. Руб для Мяо-Чанского гранитного комплекса на Дальнем Востоке. О. Левицкий наблюдал среди акцессорной части амazonитовых гранит-порфиров те же минералы, что и в рудных телах Этыкинского месторождения в Забайкалье (топаз, касситерит и др.). По исследованиям С. Туровского, в Северном Тянь-Шане, на площади которого известны непродуктивные каледонские и рудоносные герцинские гранитоиды, в составе акцессорных минералов последних находится галенит, сфалерит, арсенопирит, молибденит, флюорит, минералы титана, циркония и других элементов, отсутствующие среди аналогичных каледонских пород.

По А. Рабиновичу, гранитоиды с цирконовым составом акцессориев ассоциируются со свинцово-цинковым оруденением, с апатит-монацитовым составом акцессориев — с оловянно-вольфрамовым оруденением, со сфен-магнетитовым — с молибденовым медным и железным оруденением.

У. Гроссу удалось доказать, что гидротермальные месторождения тяготеют к тем сторонам интрузивных массивов, которые имеют повышенное содержание рудных металлов и обладают повышенным радиоактивным фоном.

Связь гидротермальных месторождений с изверженными породами может быть намечена также по общности химического состава тех и других. Так, например, С. Туровским показано, что в состав ряда породообразующих и акцессорных минералов герцинских рудоносных гранитов Северного Тянь-Шаня входят элементы рудных месторождений. Сфен этих гранитов содержит примесь бериллия, мышьяка, олова, циркония и тантала, а сфен из аналогичных нерудоносных каледонских гранитов содержит только медь. В титаномагнетите рудоносных гранитов также присутствует мышьяк, сурьма, свинец и цинк, отсутствующие в титаномагнетите древних гранитов. Причем наиболее высокое содержание всех этих элементов наблюдается в акцессориях аляскинских, представляющих собой завершающую интрузию герцинских гранитоидов, наиболее близкую к гидротермальным месторождениям района.

Изменение кларка металлов в изверженных породах рудоносных районов к настоящему времени всесторонне не исследовано. Однако в некоторых районах установлено закономерное повышение кларка металлов в изверженных породах, генетически в той или иной степени связанных с месторождениями определенных металлов. Так, например, по анализам Г. Щербы гранитоиды оловоносных районов Калбы и Нарыма содержат от 17 до 25 г/т олова и лишь следы свинца, цинка и меди, а гранитоиды соседних районов полиметаллических месторождений Рудного Алтая, наоборот, несут следы олова и от 15 до 86 г/т свинца, 10 г/т цинка и от 9 до 26 г/т меди. По данным Г. Ивановой, содержание олова в оловоносных гранитах Восточного Забайкалья в 5—10 раз выше обычного, хотя

содержание вольфрама и молибдена при этом сохраняется в рамках кларка.

Исследование изотопов свинца полевых шпатов изверженных пород и ассоциированных с ними гидротермальных месторождений, по данным М. Голубичной, А. Рабиновича, Л. Фирсова и других, в ряде случаев обнаруживает сходство их соотношений, свидетельствующее о их генетическом родстве (Шахтама, Хапчеранга, Кличка в Забайкалье, Змеингорск, Зыряновск на Рудном Алтае, золотые месторождения Колымы и др.). Сопоставление абсолютного возраста кислых изверженных пород и зон серицитизации гидротермальных месторождений, определенного калий-аргоновым методом, выполнено Л. Овчинниковым на Урале.

Генетические формы связи гидротермальных месторождений и изверженных горных пород. Гидротермальные и другие постмагматические месторождения могут быть связаны с массивами изверженных горных пород непосредственно, косвенно и случайно.

Среди интрузивов среднего и кислого состава, с которыми ассоциируются гидротермальные месторождения, выделяются крупные массивы, штоки и дайки. С крупными батолитическими массивами, обычно образующимися в среднюю стадию геосинклинального цикла геологического развития, ассоциированы скарновые, пегматитовые и кварц-грейзеновые месторождения. Они располагаются со стороны внутреннего и внешнего контакта интрузивов и рассматриваются как постмагматические производные этих интрузивов.

Штоками называются интрузивные массивы, близкие к изометричным по своим очертаниям в плане и обладающие небольшим поперечником, достигающим размеров от сотен метров до первых километров. Следует отметить, что штоки, распространяющиеся среди формации малых интрузий заключительной стадии геосинклинального цикла, не всегда можно отличить от апикальных выступов крупных массивов, слабо вскрытых эрозией. Основным признаком отличия их друг от друга является нередкое развитие вокруг апикальных выступов последовательных зон месторождений различного состава, чаще всего отсутствующее вокруг штоков. Отмечается также, что штоки обычно внедряются вдоль тектонически ослабленных зон (разломы, участки дробления, пережатые складки и др.). Расположение апикальных выступов батолитов не контролируется тектоникой и обусловлено магматическим проплавлением пород кровли.

Кроме того, по данным Н. Бородаевского, для выступов характерны широкие ореолы термальной перекристаллизации окружающих пород, нетипичные для штоков. По тем же данным центральные части выступов обычно имеют гранитный или гранодиоритовый состав, в то время как штоки чаще сложены гранито-сиенитами, кварцевыми диоритами, габбро-диоритами и кварцевыми габбро. Выступы отличаются гранитизацией и пегматизацией пород кровли, развитием метасоматических реакционных даек, отсутствующих у штоков.

Внутри или вдоль контактов штоков с вмещающими породами и среди последних развиваются разнообразные гидротермальные месторождения. Отмечено несоответствие сравнительно малых размеров штоков и ассоциированных с ними иногда крупных и очень крупных месторождений. Для ряда штоков установлено также их сравнительно быстрое пережимание или полное выклинивание на глубине, достигаемой горными выработками или буровыми скважинами, при продолжении рудных тел на более низкие горизонты (рис. 122). Такие соотношения описаны для штоков кварцевых порфиров и оловянных месторождений Боливии Ф. Альфельдом, для штоков гранит-порфиров и золото-кварцевых жил Алдана Ю. Билибиным и наблюдаются на полиметаллическом месторождении Актюз в Киргизии.

Все это не позволяет рассматривать гидротермальные месторождения, ассоциированные со штоками, в качестве продуктов заключительной ста-

дии раскристаллизации самих штоков. В подобного рода случаях как малые интрузии, так и находящиеся с ними в сообществе месторождения рассматриваются как разные производные более глубоких магматических очагов. При этом уровни отделения магмы, образующей штоки, и рудоносных растворов могут быть различными.

Наконец, территориальная близость отдельных интрузивов и гидротермальных месторождений, относящихся к разным эпохам образования, может определяться контролем в их размещении длительно развивающимися геологическими элементами, определяющими как пути подъема магмы, так и восходящее движение не связанных с ней гидротермальных растворов.

Кроме того, известны гидротермальные рудные поля, на широких площадях которых изверженные породы вовсе отсутствуют.

Таким образом, можно говорить о четырех формах связи между гидротермальными и магматическими породами:

1) генетической, непосредственной, или материнской, при которой постмагматические месторождения являются продуктами определенных массивов изверженных горных пород;

2) парагенетической, косвенной, или братской, при которой постмагматические месторождения и интрузивы являются производными породившего их общего глубинного магматического очага;

3) агенетической, случайной, объединяющей на одной площади генетически не связанные интрузивы и гидротермальные месторождения;

4) об отсутствии видимых связей.

Генетическая связь гидротермальных и других постмагматических месторождений с теми или иными массивами и комплексами изверженных пород иногда доказывается однозначно и убедительно, в других случаях — с трудом и лишь предположительно, в третьих — установить ее ныне известными методами бывает невозможно.

Глубина эрозионного среза. В свое время В. Эммонс (1924 г.) выделил шесть уровней среза рудоносных гранитоидных батолитов эрозионной поверхностью, назвав их криптобатолитовым, акробатолитовым, эшибатолитовым, эмбатолитовым, эндобатолитовым и гипобатолитовым. Он наметил степень продуктивности каждого уровня и комплекс отвечающих ему типичных месторождений. Однако значительная часть построений В. Эммонса оказалась искусственной и не подтвердилась последующей практикой геологоразведочных работ.

Например, В. Эммонс ограничивал область нахождения постмагматических месторождений внутри рудоначальных интрузивов типа батолитов приконтактной полосой шириной от 1,5 до 3,5 км, отделенной от внутренней части интрузива «мертвой линией», за пределами которой, по его мнению, не могли формироваться гидротермальные месторождения. Это представление неправильно, особенно по отношению к гидротермальным месторождениям поздней гидротермальной деятельности, связанной с разломами застывшей части интрузивов и выводу по ним рудоносных растворов из глубинных частей застывающих массивов и из самостоятельных очагов рудообразования. Вместе с тем подмеченное В. Эммонсом закономерное изменение степени продуктивности интрузивов с углублением их эрозионного среза правильно. Продуктивность, определяемая количеством

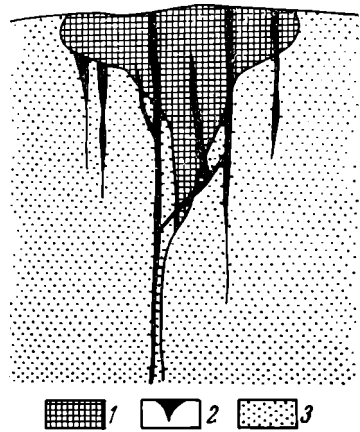


Рис. 122. Схематический разрез, показывающий соотношение гранит-порфирового штока и гидротермальных рудных жил

1 — гранит-порфир; 2 — руда; 3 — вмещающие породы

месторождений и их валовыми запасами, в общем случае по направлению сверху вниз повышается при приближении уровня эрозионного среза к выступам верхних частей интрузивов, а затем понижается по мере углубления среза к нижним частям интрузивов. В связи с этим целесообразно выделить хотя бы трех уровней эрозионного среза интрузивных массивов: 1) не достигающего до интрузивов, 2) мелкого, 3) глубокого.

Не достигающий до интрузивов уровень эрозионного среза характеризует площади рудных районов, целиком сложенных породами, перекрывающими интрузии. Присутствие последних на глубине подозревается по наличию гидротермальных месторождений, зон гидротермального изменения и иногда даек. Такая обстановка особенно характерна для районов так называемых телетермальных месторождений свинца, цинка, меди, а также месторождений сурьмы и ртути.

Мелкий эрозионный срез рудоносных интрузивов создает такую картину, при которой на территории рудоносных районов, среди широких площадей пород кровли, наблюдаются одинокие и небольшие по площади выступы интрузий. Такая обстановка наиболее благоприятна для максимального развития постмагматических месторождений, залегающих как в породах, вмещающих интрузивы, так и в самих интрузивах, распределяясь вокруг них иногда по зонам различного состава руд. Указанное соотношение площадей изверженных и вмещающих их пород типично также для областей развития малых интрузий, всегда продуктивных по развитию парагенетически с ними связанных месторождений.

Глубокий эрозионный срез рудоносных интрузивов определяется тем, что большие площади рудоносных районов бывают сложены почти целиком глубинными магматическими породами. Эта обстановка менее благоприятна для интенсивного развития постмагматических месторождений, генетически связанных с данной интрузией и в существенной степени удаленных эрозией.

Дайки и гидротермальные месторождения. Дайки изверженных пород чрезвычайно часто прорезают гидротермальные месторождения, являясь почти непременным элементом их геологической структуры. Совместное нахождение даек и гидротермальных рудных тел чаще всего обусловлено тектоническими нарушениями, одинаково благоприятными как для внедрения магматического расплава, формирующего дайки, так и для циркуляции гидротермальных растворов и локализации гидротермальных залежей. Дайки бывают *дорудные*, внедрившиеся задолго до рудообразования, *предрудные*, возникшие перед началом рудообразования, *интрудные*, разделяющие стадии гидротермального рудообразования, *пострудные*, сформированные вслед за образованием рудных тел, и *послерудные*, внедрившиеся в последующий более молодой период магматической активности.

Принимая во внимание исследования Х. Абдуллаева, М. Бородаевской, Ф. Вольфсона, В. Коптева-Дворникова, В. Котляра, Ф. Шипулина и других о генетической связи даек и гидротермального оруденения, можно говорить о пяти группах даек.

1. Дайки, сложенные гранодиоритами, гранитами, гранит-порфирами, аплитами и подобными им породами, относящиеся, по В. Коптеву-Дворникову, к дайкам первого этапа. Они представляют собой отщепление гранитных расплавов, внедренных по трещинам в период внедрения и раскристаллизации гранитных массивов. Такие дайки тесно связаны с периферией интрузивов, не уходят далеко в их кровлю и по времени внедрения близки к образованию ранних эндогенных месторождений в скалах (для гранодиоритов) или в грейзенах (для аляскитов).

2. Дайки, являющиеся производными глубинных частей интрузий, сложенные диабазами, габбро-диабазами, лампрофирами, различными порфиристыми и порфиристыми породами и относящиеся, по В. Коптеву-

Дворникову, к дайкам второго этапа. Они внедряются вслед за формированием интрузивов по тектоническим разломам, иногда в несколько приемов и по времени образования близки гидротермальным месторождениям. При этом обычно вначале внедряются и застывают кислые дайки, затем основные дайки, а уже потом, нередко после значительных тектонических деформаций, происходит рудоотложение. Иногда такие дайки бывают интарудными и пострудными. К. Хьюлин, изучавший связь между основными дайками и рудными телами в 144 рудных районах, отметил, что в 92% случаев внедрение даек предшествует рудообразованию.

3. Дайки, находящиеся вне связи с крупными интрузиями и входящие вместе со штоками в самостоятельную формацию малых интрузий, образующуюся на поздней стадии геосинклинального цикла геологиче-

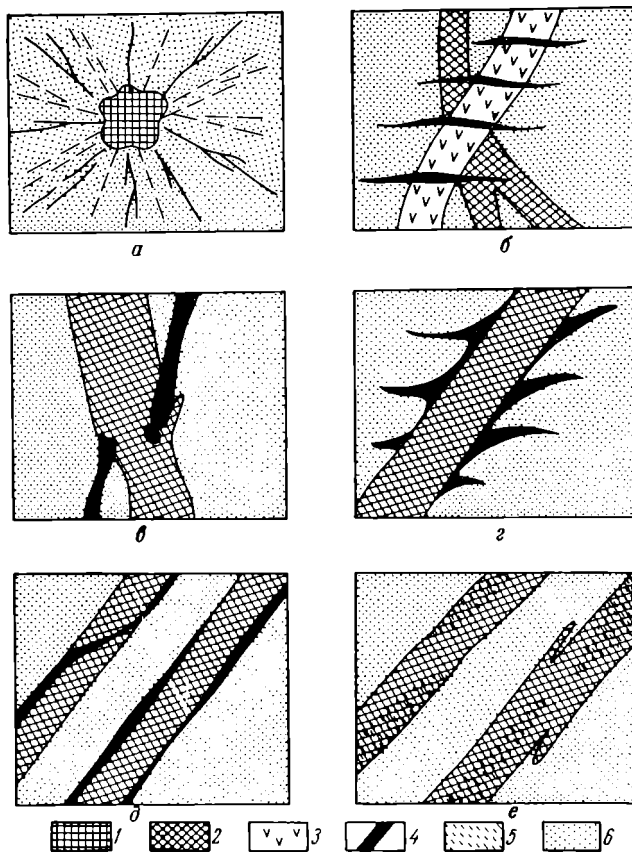


Рис. 123. Соотношение даек и гидротермальных руд

а — радиально-лучистая система даек (черные линии) и рудных жил (пунктир); б — пересечение рудными жилами двух систем даек; в — пересечение дайкой рудной жилы; г — рудные жилы, выполняющие трещины оперения по контактам даек; д — развитие оруденения вдоль контактов даек; е — развитие оруденения в телах даек. 1 — вулканический шток; 2 — основные дайки; 3 — кислые дайки; 4 — руда; 5 — вкрапленная руда; 6 — вмещающие породы

ского развития. По М. Бородаевской, они имеют, как правило, поясовое распределение, протягиваясь на сотни километров вдоль крупных региональных разломов. Для таких даек типично несколько приемов внедрения, создающих ряды петрографически определенной последовательности их формирования, выдерживающейся по всему поясу. Оруденение происходит непосредственно за внедрением самых поздних членов дайковой формации. В пределах поясов дайки и связанные с ними гидротермальные месторождения концентрируются на участках пересечения поясом жестких блоков пород, брахиальных поднятий и поперечных разломов. Наиболее рудоносными являются участки максимально полного развития даек от их ранних до самых поздних дериватов.

4. Дайки, представляющие субвулканические тела состава альбитофиоров и кварцевых альбитофиоров, тесно связанных с мощными осадочно-

С этого момента на смену представлениям В. Эммонса о последовательном и непрерывном осаждении рудных минералов при снижении температуры единого постмагматического гидротермального раствора пришла гипотеза о прерывистой пульсирующей деятельности металлоносного очага, выделяющего в течение долгого периода своего развития отдельными вспышками «газожидкие растворы последовательно отличного состава».

Зональное размещение рудных тел вокруг интрузивов С. Смирнов объяснил также последовательными вспышками трещинообразования, «...открывающими новые пути для новых растворов», связанных с эволюцией остывающей интрузии. Зональную структуру отдельных рудных тел он в сущности отрицал, уверяя, что «в подавляющем большинстве случаев при разведке и эксплуатации месторождений в глубину и по простиранию мы, как правило, остаемся в пределах одной зоны эммонсовского ряда».

В дальнейшем пульсационную гипотезу гидротермального рудообразования и гипогенной рудной зональности развивали представители структурного направления, опубликовавшие ряд работ. Наиболее характерной и содержательной среди них является статья А. Королева (1949), который объяснял зональное строение рудных тел по их мощности, простиранию и падению, а зональность рудных полей развитием трещинных деформаций в ходе рудостложения. С близких позиций явления полиасцендентной зональности свинцово-цинковых жил Пршибрама в Чехословакии описал Я. Кутина.

Сила научного авторитета С. Смирнова оказалась столь подавляющей, что когда Ю. Билибин и Г. Вировлянский охарактеризовали случаи зональной структуры гидротермальных тел и месторождений, не объяснимые чисто механическими причинами тектонических разломов, они были встречены в штыки нашими критиками. Между тем зональность в гипогенных рудных телах достаточно разнообразна и обусловлена различными причинами.

Порядок эндогенной зональности определяется масштабами ее проявления. С этой точки зрения можно выделить три порядка эндогенной рудной зональности: 1) региональная зональность складчатых областей, или зональность рудных поясов; 2) промежуточная зональность на площади рудных полей и месторождений, или зональность рудных узлов; 3) локальная зональность в рамках индивидуальных залежей, или зональность рудных тел.

Зональность рудных поясов проявляется в закономерном чередовании зон эндогенных месторождений разного состава в поперечном сечении складчатых областей. Она обусловлена последовательным внедрением рудоначальных магм различного состава в ходе превращения мобильной геосинклинали в относительно стабильную складчатую область. Как уже указывалось выше, сменяющиеся в ходе этой эволюции изверженные породы и ассоциированные с ними месторождения занимают в поперечном сечении геосинклинали строго определенные тектонические зоны, создавая в конечном счете картину региональной металлогенической зональности.

Принципиальная схема формирования металлогенических зон в ходе развития геосинклинали, ее магматизма и рудообразования показана на рис. 124.

Очевидно, различие состава изверженных пород и ассоциированных с ними месторождений в рудных поясах складчатых областей функционально связано с различной глубиной зарождения первичных магматических очагов. По этому признаку могут быть выделены следующие важнейшие рудные пояса (от наиболее к наименее глубоководным):

1) пояса перидотитовых и габбро-пироксенитовых ранних геосинклинальных интрузивов с магматическими месторождениями хромитов,

платиноидов и титаномагнетитов, вытянутые вдоль глубокопроникающих разломов, ограничивающих тектонические рвы геосинклиналичного ложа;

2) пояса ранних геосинклиналичных субмаринных вулканогенных пород и плагиогранитных интрузий с колчеданными и скарновыми месторождениями железа и меди, выполняющие тектонические рвы;

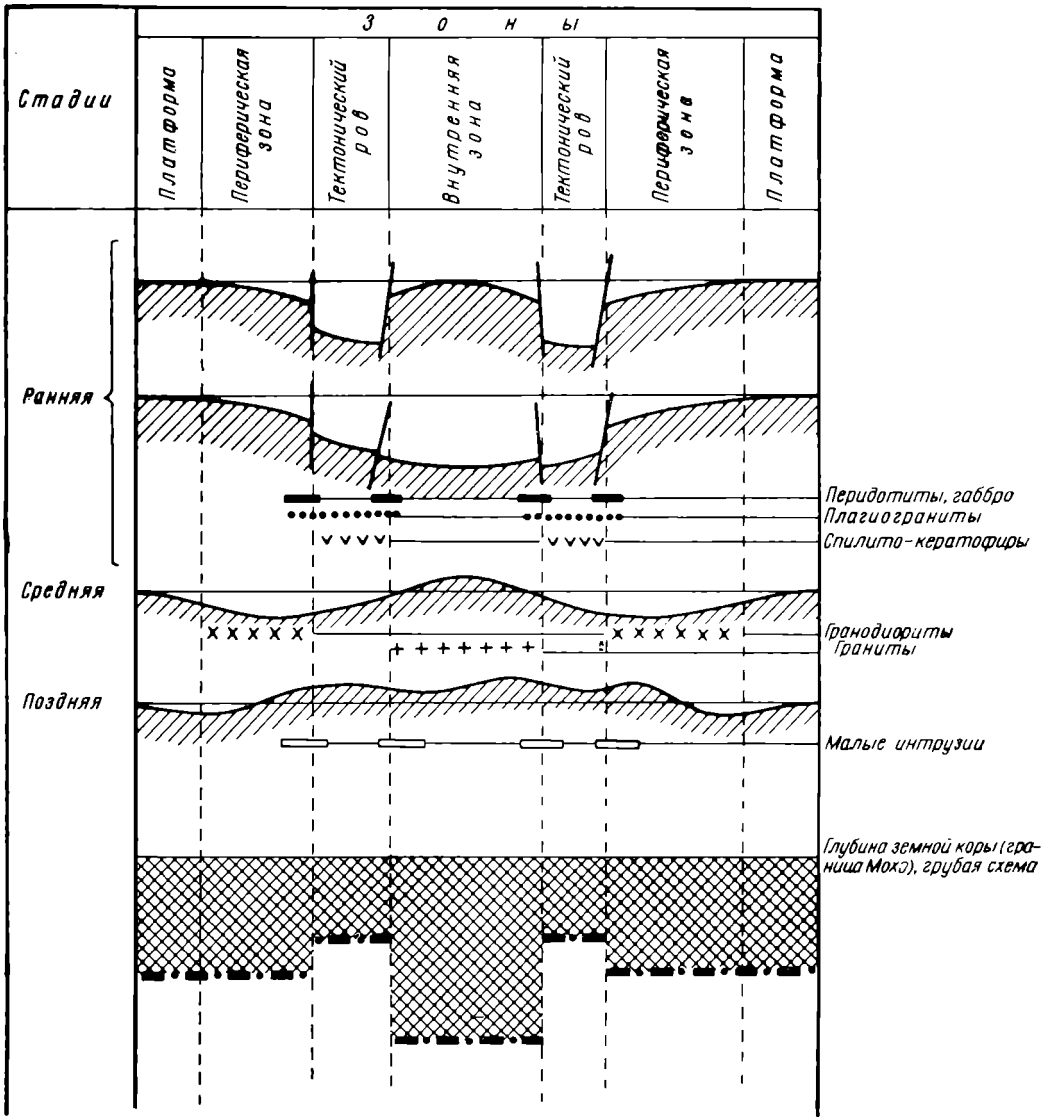


Рис. 124. Принципиальная схема формирования металлогенической зональности в процессе превращения геосинклинали в складчатую область

3) пояса периферических частей геосинклиналич, интродурированные в среднюю стадию геосинклиналичного развития гранодиоритами с типоморфными для них скарновыми месторождениями руд цветных и редких металлов;

4) пояса внутренних частей геосинклиналич, интродурированные в ту же стадию аляскиновыми гранитами с типоморфными для них пегматитовыми, грейзеновыми и кварцевыми месторождениями редких металлов.

Глубина вероятного зарождения различных рудоносных магматических комплексов не абсолютна, а относительна к границе Мохоровичича,

уровень которой, как известно, существенно колеблется для разных тектонических секторов геосинклинали (см. нижнюю часть рис. 124).

Глубину возникновения рудоносных магматических комплексов следует отличать от глубины очагов постмагматического рудообразования по отношению к уровню нахождения этих комплексов. Глубина очагов для магматических месторождений глубинных разломов совпадает с уровнем размещения магматических комплексов, она близка к этому уровню для месторождений трогов, а также пегматитовых месторождений внутренней зоны и скарных месторождений периферических зон геосинклиналей, и наиболее удалена книзу для гидротермальных месторождений, ассоциированных с комплексом малых интрузий поздней стадии геосинклинального цикла.

Металлогеническая зональность рудных поясов хорошо проявлена во всех складчатых областях на территории СССР, особенно на Урале, Кавказе, в Восточном Казахстане, Забайкалье и на Дальнем Востоке. Всюду она весьма контрастна, а степень ее развития различна и зависит в основном от типа геосинклинали и полноты геологического цикла.

Таким образом, рудная зональность первого порядка весьма контрастна и обусловлена глубинными причинами — зарождением обособленных магматических рудоносных комплексов на различных уровнях земной коры и, возможно, подкорового пространства.

Зональность рудных узлов определяется сменой состава руды при переходе от одного рудного тела или группы тел к другому телу или их группе на площади с эндогенным оруденением, объединяемым единством геологической структуры и происхождения. Она особенно отчетливо проявлена вокруг гранитоидных массивов средней стадии геосинклинального развития и этому ее проявлению посвящены классические работы из области геологии эндогенных месторождений. Примеры такой зональности были приведены выше (см. стр. 243—244).

Для этой зональности отмечаются две характерные особенности. Во-первых, достаточно резкие, контрастные границы зон, хотя в составе руды и могут быть «сквозные» элементы, проходящие от одной зоны к другой и свидетельствующие о их генетическом единстве. Во-вторых, удивительно выдержанный эксцентриситет в размещении рудных зон — они во всех случаях опоясывают не весь гранитный массив, а смещаются и расширяются в направлении его пологой кровли. Эти особенности можно объяснить, если признать пульсационную природу зональности. В этом случае по мере остывания интрузива и утолщения его периферического панциря эпицентры концентрации рудоносных растворов и их прорыва по тектоническим трещинам в породы кровли будут регулярно смещаться в стороны пологой кровли массива и обуславливать эксцентрический характер в размещении рудных зон разного состава вокруг гранитного массива (рис. 125).

Таким образом, промежуточная зональность рудных узлов достаточно контрастна, часто определяется процессами обособления рудообразующих веществ на уровне застывания родоначальных интрузивов и по своему характеру уносится к категории стадийных.

Зональность рудных узлов и месторождений иногда фиксируется не только по главным рудообразующим элементам, но также и по элементам-примесям. Так, по данным Л. Баумана, во Фрайбергском полиметаллическом рудном поле в ГДР в центральной его части и на глубине содержание висмута в галените оказывается максимальным и превышает 0,1%, в средних частях оно составляет около 0,01%, а на периферии и близ поверхности достигает всего лишь 0,001%.

Сфалериты центральной части Фрайбергского рудного поля содержат повышенное количество железа, марганца, меди, кобальта, индия и галлия; сфалериты средней части — олова и кадмия, а периферической части — таллия, серебра и германия.

Зональность рудных тел устанавливается в связи со сменой минерального и корреспондирующего ему химического состава по мощности, простиранию и падению рудных залежей.

Прежде чем говорить о причинах такой зональности и ее типах, следует отметить некоторые общие черты проявления зональности в рудных телах. Для этого остановимся на структуре зональности, ее направлении и контрастности.

Структура зональности обусловлена чередованием зон различного состава. Такое чередование может быть повторяющимся, когда в контурах рудного тела чередуются зоны одного и того же состава, и неповторяющимся, при котором состав каждой очередной зоны отличается от состава всех предыдущих.

Повторяющаяся зональность наблюдается, например, по мощности рудных тел симметричного или асимметричного строения, связанного

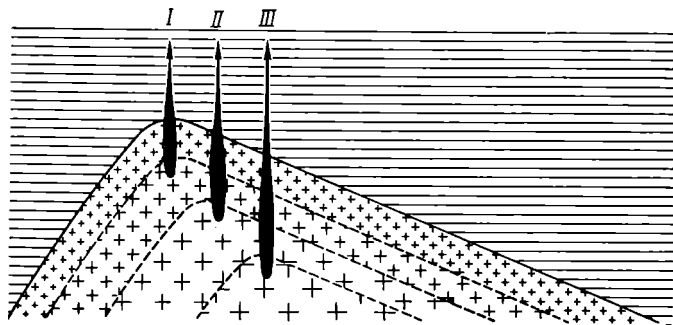


Рис. 125. Схема смещения рудных зон в сторону пологой кровли гранитного массива при последовательном отделении рудоносных растворов меняющегося состава по мере его остывания

с последовательным отложением рудных минералов на стенках рудовмещающей полости или с последовательными зонами рудообразующих комплексов, сформированных при метасоматозе. Повторяющаяся зональность в плоскости рудного тела может быть обусловлена чередованием рудных столбов, выполненных одной ассоциацией минералов, с разделяющими их промежутками, сложенными другой минеральной ассоциацией, в частности, не содержащей рудных минералов. Такое чередование может быть однообразным и разнообразным. В первом случае наблюдается чередование однообразных по составу рудных столбов и разделяющих зон. Во втором случае происходит чередование межстолбовых зон и столбов, но столбы имеют уже различный состав. Прекрасным примером перемежаемости рудных столбов различного состава могут служить жилы месторождения Фриланд Ламартин, описанные Дж. Гаррисоном, в которых наблюдается чередование участков, обогащенных то пиритно-золотой, то свинцово-цинковой рудой и разбросанных зонами смешанных руд.

Неповторяющаяся зональность определяется сменой в рамках рудного тела одних минеральных комплексов другими, без появления вновь первых. Таких комплексов может быть несколько, но в контурах рудных тел их обычно бывает немного, чаще всего два, реже три и еще реже более трех. Все они, как правило, принадлежат к последовательно отлагавшимся минеральным комплексам данного месторождения, составляя ассоциацию руд, типичную для данной провинции. Ни о каких универсальных рядах, объединяющих руды разнородных образований, а тем более руды всех металлов, как это представлял В. Эммонс, речь в данном случае, естественно, не идет.

Направление зональности в разных случаях может быть различным. Прежде всего надо указать на наиболее часто проявляющуюся зональную структуру крутопадающих рудных тел по их мощности. Зональность по мощности не будет далее специально рассматриваться, хотя следует иметь в виду, что в ряде случаев зональное строение таких рудных залежей по их мощности, особенно когда она обусловлена наложением новых порций руды на старые, бывает тесно связано с зональностью в плоскости рудного тела. Вытеснение руд одного состава по мощности рудного тела рудами другого состава может привести к зональной смене руд и в общем контуре рудной залежи. Более важной является именно последняя, обусловленная сменой состава руды по падению или простираанию рудных тел. При этом наблюдаются три случая зональной смены состава руд: 1) только по падению рудного тела, 2) только по простираанию рудного тела, 3) как по падению, так и по простираанию одного и того же рудного тела.

Зональная смена состава руды только по направлению падения рудного тела отмечается чаще, чем по другим направлениям. Почти во всех свинцово-цинковых месторождениях с глубиной наблюдается то или иное увеличение количества сфалерита и вытеснение цинково-свинцовых руд свинцово-цинковыми. Это явление отмечено П. Буровым для Алтая, Г. Лабазиным для Салаира, К. Пожарицким для Садона, автором для Тетюхе. Сохраняет свое значение и пример Корнуолла в Англии, верхние части некоторых рудных тел которого сложены медной рудой, с глубиной сменяющейся оловянной или непромышленной кварц-пиритной массой.

В. Крейтером описан случай зональной смены состава руд по падению рудного тела медно-молибденового месторождения Ла-Колорадо в Мексике. Трубообразная залежь этого месторождения в своей верхней части сложена типичными прожилково-вкрапленными медными рудами с присутствием среди них сфалерита, галенита и тетраэдрита; в средней части развиты более богатые медные руды; нижняя воронкообразно суженная часть сложена кварцем с участками массивных медно-молибденовых руд.

Н. Хрущов описал широко встречающуюся в кварц-молибденовых жилах зональную смену по падению жил крупнокристаллического кварца с большими чешуями молибденита — мелкозернистым кварцем с дисперсным молибденитом, а еще ниже — безрудным кварц-халцедон-карбонатным материалом. Ю. Билибин осветил смену пиритных руд на глубине арсенопиритными в телах комплексных пиритно-арсенопиритовых руд.

Значительное количество подобного рода примеров смены состава руд по падению залежей описано и иностранными авторами. Так, например, еще по старинному описанию Ф. Котта, в скарновом месторождении Баица (Румыния) верхняя часть рудной залежи сложена волластонитом и гранатом с длинными шестоватыми кристаллами висмутина, сфалеритом и другими сульфидными и сложными соединениями свинца, сурьмы и висмута, ниже, на глубине около 400—500 м скарны становятся исключительно гроссуляровыми, а рудные минералы представлены только молибденитом; таким образом, висмута-полиметаллическое оруденение с глубиной сменяется молибденовым.

Зональная смена состава руд по простираанию рудных тел без существенного изменения их состава с глубиной наблюдается реже. Примером подобного рода зональности может служить жила Магма в Аризоне (США), которая, по данным М. Шорта, характеризуется тем, что на одном ее конце сконцентрировался ранее других минералов отложившийся сфалерит, а на другом — позднее выделившиеся халькопирит и борнит. В жиле 6 рудника Леймак в Квебеке (Канада), по сведениям Ф. Смита, все золото сконцентрировано в центральной по длине части жилы, а фланги ее сложены безрудным кварц-карбонат-пирит-турмалиновым материалом. По-

добного же рода явления описаны А. Смолиным и другими геологами для золоторудных жил месторождений Советского Союза.

Многим геологам известны результаты интересных исследований Д. Зенковым Дарасунского месторождения; им, в частности, была установлена смена по простиранию некоторых жил кварц-турмалин-пиритового состава более сложным выполнением с участием арсенопирита, сфалерита, галенита, халькопирита, тетраэдрита и других минералов.

Г. Вировлянской описал постепенный переход по простиранию пиритового выполнения жил арсенопиритовым. Автором были описаны две параллельные жилы, состав которых по простиранию изменялся от преимущественно сфалеритового к галенитовому и далее к антимонитовому.

Зональное изменение состава руд одновременно как по простиранию, так и по падению рудных тел, которое должно приводить к концентрически-зональному распределению различных минеральных комплексов в их плоскости, отмечается еще реже и изучено слабее фронтальной зональности по падению или простиранию жил. Концентрическая зональность намечается, по данным О. Левицкого и его сотрудников, в строении рудных тел некоторых оловянных месторождений Дальнего Востока. В них центральная часть в плоскости жил сложена кварц-касситеритовой рудой, далее следует зона пирит-пирротиновых, а еще далее полиметаллических руд с тонкозернистым касситеритом и, наконец, периферическая часть жил сложена кварц-карбонатным материалом (карбонатный чехол). Очень интересный случай концентрической зональности описан Н. Соловьевым для Микояновского оловорудного месторождения. Здесь выделяются такие последовательные зоны: кварц-касситерит-хлоритовая, кварц-касситерит-флюоритовая, сульфидно-касситеритовая и карбонатная.

Контрастность зональности рудных тел определяется характером перехода зоны одного состава в зону другого сложения. Во-первых, могут быть неконтрастные границы, обусловленные постепенным изменением минерального и химического состава, связанным с плавным вытеснением одних минералов другими по тому или иному направлению рудного тела. Так, например, по данным К. Пожарицкого, в Садонской жиле в связи с очень медленным вытеснением галенита сфалеритом содержание свинца с глубиной плавно снижается на 1% на каждые 100 м, а отношение цинка к свинцу увеличивается от 1,85 : 1 на верхних горизонтах до 2,57 : 1 на нижних горизонтах горных работ. Во-вторых, наблюдаются контрастные границы между зонами, обусловленные резкой сменой минеральных комплексов, слагающих различные части рудного тела. Примером такой контрастной зональности могут служить достаточно четкие границы между рудными столбами и разделяющими их промежутками в большинстве рудных тел, столбовое строение которых обусловлено повторными разрывами рудовмещающей полости и заполнением этих разрывов рудой иной генерации. Что касается так называемых прямой и обратной зональности, выделяемых некоторыми геологами, то эти понятия в значительной мере являются условными, так как порядок выпадения рудообразующих минералов из гидротермальных растворов может быть различным.

Генетические типы зональности рудных тел достаточно разнообразны.

В настоящее время невозможно объяснить все случаи и разновидности первичной зональности гидротермальных рудных тел какой-либо одной причиной, происхождение ее может быть различным. С этой точки зрения выделяются два рода первичной зональности гидротермальных рудных тел.

Зональность первого рода, или стадийная, — это зональность, обусловленная последовательным отщеплением от родоначальных магматических очагов рудоносных растворов различного состава и соответствующим последовательным отложениям руд разного состава. Эта зональность разделяется на три типа: 1) зональность

повторных тектонических разрывов; 2) зональность тектонического раскрытия; 3) зональность внутрирудного метасоматоза.

Зональность второго рода, или фациальная, — это зональность, связанная с изменением геологических и физико-химических условий циркуляции рудоносных растворов на пути их движения, с последовательным отложением минеральных комплексов, характеризующихся различным соотношением рудообразующих минералов. Фациальная зональность также подразделяется на три типа: 1) зональность состава пород; 2) зональность фильтрации; 3) зональность отложения.

Зональность повторных тектонических разрывов обуславливается перманентным приоткрыванием рудной полости в результате последовательных тектонических деформаций и выполнением этой полости новыми порциями минерального вещества различного состава. Наиболее отчетливо такой процесс проявляется в жильных месторождениях, формирующихся в несколько стадий минералонакопления. При этом взламывается трещина, выполненная минералами ранней стадии рудоотложения, и вновь образовавшееся нарушение используется для циркуляции гидротермальных растворов и отложения новой порции руды. Если состав этой руды будет отличаться от состава ранней генерации, то при соответствующих условиях взаиморазмещения двух или нескольких порций руды могут образоваться зональные рудные тела.

Новые тектонические разрывы, как известно, возникают преимущественно по старым швам, даже если они бываю выполняны минеральным веществом, образующим жилу. При этом жила может быть полностью или в значительной степени раздроблена или же только нарушена новой продольной трещиной или пучком трещин. В первом случае образуются участки брекчиевых и полибрекчиевых руд, во втором может произойти наращивание жилы как по мощности, так и в плоскости ее за счет отложения дополнительной порции руды.

Продольные интарудные трещины, лежащие в плоскости жилы, могут разрывать рудное тело, а также возникать по контакту жилы с вмещающими ее породами, что бывает чаще. Новая рудная генерация, выполняющая интарудное нарушение, лишь в исключительных случаях полностью совпадает с прежними контурами жилы, обычно же с одной стороны она смещается несколько в сторону, а с другой лишь отчасти перекрывает прежний контур, что и обуславливает зональное строение рудных залежей. Зональность повторных тектонических разрывов обычно достаточно контрастна и может быть как неповторяющейся, так и повторяющейся.

Неповторяющаяся зональность создается в тех случаях, когда наложенное нарушение приоткрывает значительную часть прежней рудной полости, раскрывая ее еще далеко по простиранию, восстанию или падению. Примером такой зональности может служить зональное строение жилы свинцово-цинковых руд Згид на Северном Кавказе, изученной И. Златогурской. При формировании этого месторождения первая стадия привлекла образование трещины, выполненной кварцем с тонкорассеянной вкрапленностью пирита. Вторая стадия сопровождалась выделением манганосидерита, магнетита и гематита с небольшим количеством кальция, кварца и сфалерита; минералы этой стадии наблюдаются в нижних частях жилы в составе угловатых обломков с округлыми краями, обусловленными развальцеванием их при тектонических деформациях, предшествовавших третьей стадии минерализации; они сцементированы минералами этой стадии оруденения. В результате третьей стадии образовались свинцово-цинковые руды, определяющие практическую ценность месторождения.

Продукты последних двух стадий рудообразования обособились в разных частях жилы, создав зональное ее строение. В верхней и северо-восточной, наиболее богатых частях жилы, локализовалась руда третьей

стадии рудообразования, а в нижней — руда второй и третьей стадий. Первичное соотношение этих зон позднее несколько осложнилось поперечными послерудными сбросами (рис. 126).

Вероятный механизм заполнения жильной полости рудой разных стадий оруденения изображен на рис. 127. Из этого рисунка следует, что движения вдоль криволинейно изогнутой жильной трещины, предшествовавшие второй стадии оруденения, способствовали закрыванию путей

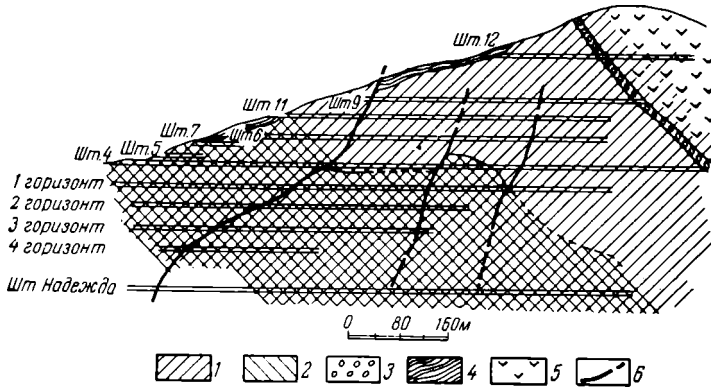


Рис. 126. Зональное строение жилы Эгид; продольный разрез.
По И. Златогурской

1 — полиметаллическая минерализация; 2 — магнетито-мангано-сидеритовая минерализация; 3 — базальный конгломерат; 4 — сланцы; 5 — кератофиры; 6 — поперечные сбросы

проникновения вещества этой стадии в верхнюю часть жилы, выше характерного ее перегиба по падению. Движения, предшествовавшие последующей, третьей стадии оруденения, получили уже направление противоположное раннему перемещению и открыли всю жильную полость для заполнения ее рудой этой стадии оруденения.

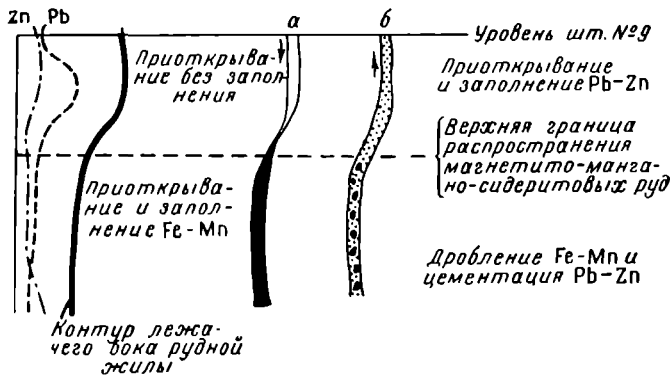


Рис. 127. Схема механизма приоткрывания и заполнения рудной жилы Эгид (поперечный разрез)

а — вторая стадия оруденения; б — третья стадия оруденения. Пунктир — кривая содержания свинца; штрих-пунктир — кривая содержания цинка

В вышеупомянутом случае зонального строения жилы Фриланд Ламаргин рудные столбы возникали также дважды. Вначале, при движении стенок криволинейной рудоносной трещины в одном направлении приоткрывались одни ее участки, выполнение которых рудой первой генерации приводило к образованию рудных столбов, сложенных пирит-золотым материалом. При следующем тектоническом импульсе движение

стенок происходило в противоположном направлении, и открывались другие полости, выполнение которых рудой второй генерации привело к образованию в пределах той же жилы рудных столбов другого состава, сложенных галенит-сфалеритовыми (свинцово-цинковыми) рудами.

Очень интересная зональность описываемого типа охарактеризована в книге Л. Баумана, посвященной тектонике и генезису известного Фрайбергского полиметаллического жильного поля в Саксонии.

Зональность повторных тектонических разрывов выявляется по наличию перерывов в рудообразовании, обуславливающих пересечение жил и прожилков руд ранних генераций жилами и прожилками более поздних стадий минералонакопления. Для изучения ее первостепенное значение имеет совместный анализ тектонических деформаций и процессов рудоотложения по их стадиям.

Зональность тектонического раскрывания, так же как и предыдущая, связана в основном с механическими причинами, а условия ее формирования близки к зональности повторных разрывов. Отличие заключается в том, что при создании зональных рудных тел описываемого типа не происходит повторное образование разломов рудоносной полости. В этом случае в процессе непрерывного рудонакопления, плавной смены минерального и химического состава руд рудоносная трещина «растет», раскрываясь и вытягиваясь в том или ином направлении. Выполнение таких медленно разрастающихся трещин рудой все нового и нового состава приводит к зональному сложению рудных жил данного типа. Зональность рудных тел при этом бывает не столь контрастна, как в жилах повторных тектонических разрывов; наблюдаются постепенные переходы зон одного состава в зоны другого сложения.

Автор в свое время описал постепенное изменение состава руд по простиранию двух параллельных жил от цинкового к свинцовому и далее к сурьмяному. Состав руды меняется плавно, никаких структур дробления и пересечения руд одной зоны рудами другой зоны на их границах не наблюдается. Однако трактовать такую структуру рудных жил как зональность отложения не представляется возможным в связи со следующим любопытным фактом. От конца одной из жил, сложенной сфалеритовой рудой, отходит тонкий сфалеритовый прожилок, секущий антимонитовый конец другой жилы. Такие взаимоотношения руд различного состава можно объяснить только механизмом постепенного приоткрывания рудных полостей и заполнения их меняющимся по составу рудным материалом.

Очень характерна концентрическая в плоскости рудного тела зональность, обусловленная разрастанием рудовмещающей полости от центра к периферии. Ею объясняется, в частности, картина зонального строения оловянных залежей Дальнего Востока, упоминавшаяся выше и изображенная на рис. 128.

Известны случаи стадийного заполнения не расширявшихся, а сужавшихся тектонических трещин, также приводящие к зональному строению жил. Так, по данным Н. Петровской, некоторые золоторудные жилы Алдана формировались в три стадии. Безрудный кварц первой стадии выполнил протяженную полость жильной трещины. Минеральный комплекс второй стадии заполнил уже суженную часть жилы по ее простиранию. Продуктивный рудный комплекс отложился в еще более суженной центральной части жилы, создав золотоносную ее сердцевину.

Зональность внутрирудного метасоматоза развивается в связи с выносом и переотложением по периферии рудных тел растворами поздних стадий рудообразования вещества, отложившегося на более ранних стадиях этого же процесса. Примером такой зональности может служить зональное строение вышеупомянутых жил пятиэлементных руд Центральной Европы. Рудные жилы этой провинции формировались в пять стадий, разобщенных перерывом минералонакопления и последующим тектоническим приоткрыванием рудовмещающих полостей. Внутрируд-

ный метасоматоз на этих месторождениях свойствен всем стадиям рудообразования, начиная со второй. Наиболее интенсивный внутрижильный метасоматоз отмечается для последней, пятой стадии. В это время происходило замещение кварцем ранее отложившихся карбонатов, флюорита, барита и арсенидов, отгон и переотложение их вещества в верхних частях и на флангах рудных жил. Зональность этого типа обычно неповторяющаяся, но достаточно контрастная.

Зональность состава пород полностью зависит от изменения состава пород, пересекаемых рудоносной трещиной, в случае их активного влияния на выборочное рудоотложение. Такая зональность может быть как повторяющейся — при чередовании пород, активизирующих рудоотложение, так и не повторяющейся; она всегда контрастна.

Хорошим примером такой зональности является структура рудных жил одного из вольфрамовых месторождений Восточной Сибири, описанного П. Хреновым. На этом месторождении рудные жилы пересекают чередующиеся мраморы и сланцы, причем минеральный состав жил на участке пересечения карбонатных и сланцевых пород различен. Отрезки жил, находящиеся в сланцах, сложены в основном кварцем, среди которого редко встречаются кальцит, пирит, пирротин, халькопирит и галенит; руда этих отрезков не кондиционна. Части жил, пересекающие мраморы, сложены кварц-кальцитовым материалом с высоким содержанием шеелита и более редкими серицитом, гранатом, флюоритом, галенитом, халькопиритом, теннантитом, сфалеритом и пиритом; эти части жил сложены промышленной вольфрамовой рудой.

Другим примером такой зональности является структура рудных жил Кти-Теберды, описанная выше. Здесь гидротермальные жилы секут вкрест простирающиеся чередующиеся полосы гнейсов и амфиболитов. На участках пересечения амфиболитов происходит их биотитизация, развитие кварц-плагиоклазовых оторочек и значительное накопление различных рудных минералов (арсенопирит, шеелит, пирротин, сфалерит, галенит) с образованием рудных столбов. На участках пересечения гнейсов имеет место их хлоритизация, образование микроклиновой оторочки с незначительным проявлением лишь мышьяковой минерализации, представленной слабой импрегнацией измененных боковых пород арсенопиритом. Подобного рода зональность, обусловленная сменой состава пород, пересекаемых рудной трещиной, известна также на полиметаллических месторождениях Эльбрус (Кавказ), Понжибо (Франция), Аурей, Джоржтаун (США), золотом месторождении Ольховского рудного поля в Восточном Саяне, на медном

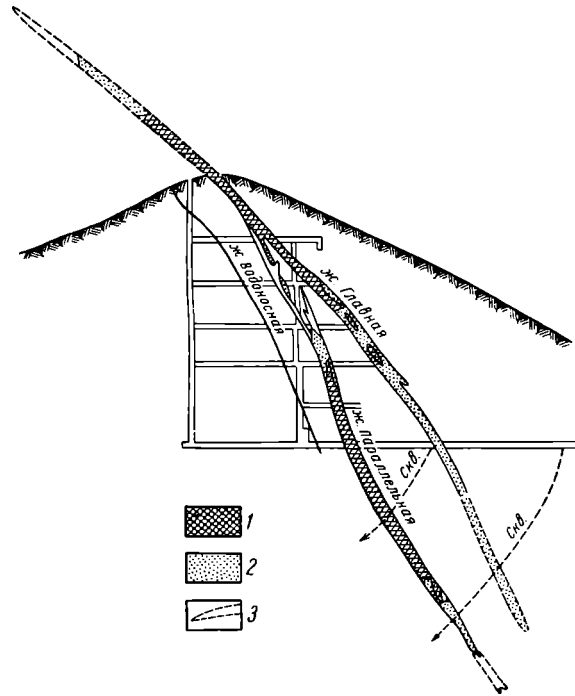


Рис. 128. Зональное строение жил месторождения Лифудзин; поперечный разрез. По И. Киганю

1 — кварц-касситеритовая минерализация — первая стадия;
2 — сульфидная минерализация — вторая стадия; 3 — кварц-карбонатная минерализация — четвертая стадия

месторождения Бьютт (США), на урановых месторождениях Канады и в других местах (рис. 129).

Фильтрационная зональность в ряде случаев безусловно играет существенную роль в строении отдельных рудных тел. Для них зональность обуславливается различной степенью подвижности

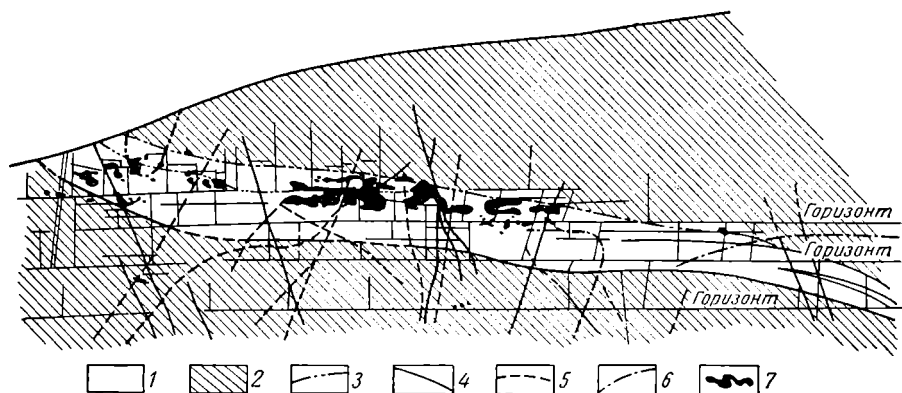


Рис. 129. Концентрация урановой руды на пересечении рудными жилами пласта графитизированных углистых сланцев. По Д. Суражскому

1 — графитизированные углистые сланцы; 2 — кварц-слоистые сланцы; 3 — послойные нарушения; 4 — секущие жилы; 5 — секомые жилы; 6 — апофизы; 7 — рудные линзы

соединений разных металлов при их инфильтрации через толщу горных пород, прилегающих к рудоподводящим каналам. При этом соединения различных металлов, располагаясь на разном расстоянии от каналов, образуют зонально построенные рудные тела. В крутопадающих рудных

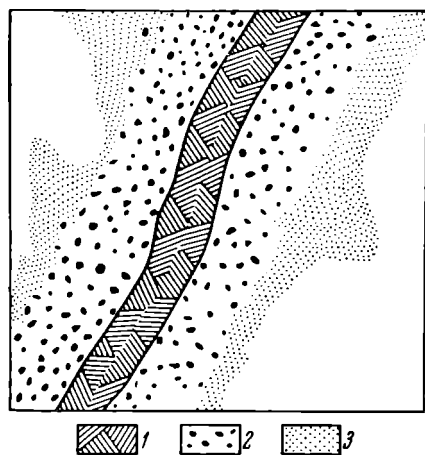


Рис. 130. Схема зонального строения антимонит-киноварно-реальгарового рудного тела

1 — антимонит; 2 — вкрапленность киновари; 3 — вкрапленность реальгара

их бывает обычно следующим: рудоподводящий разлом и тесно прилегающие к нему породы заполняет антимонит, следующая зона, иногда шириной в несколько метров, облекающая антимонитовую, состоит из вкрапленной киноварной руды, а еще далее по периферии размещается зона реальгаровой руды (рис. 130).

На колчеданных полиметаллических месторождениях Алтая отмечается постоянная тенденция развития ниже залежей свинцово-цинковых

залежах, образованных метасоматическим путем, такая зональность развивается как по падению, так и особенно эффективно в стороны от канала. В пологих залежах метасоматические зоны различного состава распределяются по вертикали, образуя «сложные» тела. Ниже приводится несколько примеров фильтрационной зональности.

На Хайдарканском и других сурьмяно-ртутных месторождениях в Средней Азии всюду отмечается размещение инертного антимонита по разломам, отслоениям пластов и прочим полостям и широкий разнос более подвижной киновари вокруг этих полостей с образованием ореолов вокруг залежей сурьмяных руд. Когда совместно с антимонитом и киноварью находятся сульфиды мышьяка в форме реальгара и аурипигмента, то нередко образуются рудные залежи, состоящие из трех зон. В этом случае строение

руд горизонтов медно-цинкового оруденения (Ленинское, Николаевское, Рулихинское и др.). Так, например, на Рулихинском месторождении пологозалегающее пластообразное рудное тело имеет удивительно отчетливое зональное строение. Центральная часть его сложена свинцово-цинковой рудой и окаймлена по периферии монометалльной цинковой рудой, а ниже расположен параллельный горизонт медно-цинковых руд.

Для вышеописанных и не упоминающихся здесь месторождений можно наметить ряды возрастающей подвижности некоторых металлов, определяющие зональное строение рудных тел при их метасоматическом образовании. Это будет, с одной стороны, ряд $As > Hg > Sb$; а с другой — $Ag > Pb > Zn, Cu$. Было бы крайне желательным по мере дальнейшего изучения фильтрационной зональности установить ряды подвижности для более широкой гаммы металлов, охватывающей важнейшие группы месторождений. Изучение таких эмпирических рядов, вероятно, позволило бы вскрыть теоретические закономерности размещения соединений отдельных металлов по фильтрационным зонам, зависящие от коэффициентов фильтрационного эффекта элементов, их концентрации и свойств горных пород.

Фильтрационная зональность всегда достаточно контрастна, что вытекает из правила Д. Коржинского о резких границах между зонами метасоматического замещения. Она, как правило, неповторяющаяся, но может быть двусторонней, если замещение развивается в обе стороны от рудо-подводящего канала.

Зональность отложения определяется закономерным изменением взаимосвязанных физико-химических параметров, регулирующих выпадение рудообразующих минералов из гидротермальных растворов. Выше было описано значение изменения температуры, давления, кислотно-щелочной характеристики, режима серы, кислорода и других элементов для гидротермального рудоотложения. При постепенной эволюции этих параметров на путях восходящего гидротермального потока должен плавно меняться минеральный состав выделяемых ими руд, приводя к зональному распределению минеральных комплексов в контурах рудных тел. Возникающая при этих условиях зональность отложения обычно бывает неповторяющейся и неконтрастной. Именно для нее характерно плавное, постепенное и медленное вытеснение одного или нескольких рудообразующих минералов другими, чаще всего по направлению падения жилы.

Следует иметь в виду, что, кроме описанных выше простых типов гипогенной зональности гидротермальных рудных тел, встречаются и более сложные примеры комбинированной зональности.

Так, Ю. Билибин описал случай такой сложной зональности, обусловленной совмещением в одном рудном теле двух генераций рудообразующих минералов, наложенных друг на друга при повторных тектонических разрывах, при наличии зональности отложения в рудах каждой генерации. Руда более ранней генерации состоит из пирита и арсенопирита, а более поздней — из сфалерита и галенита. При этом в пределах каждой генерации эти минералы связаны между собой зональностью, при которой пирит и сфалерит отлагаются в более глубоких горизонтах, а арсенопирит и галенит — в более верхних.

Зональность гидротермально измененных пород наблюдается иногда не только по направлению в сторону от рудного тела, но также и по вертикали. Интересный случай зонального строения измененных боковых пород описан В. Рехарским для жил редких металлов, залегающих среди гранитов. Близ верхних частей этих жил широко развиты альбитизация и карбонатизация. С глубиной альбит и карбонат постепенно вытесняются серицитом и кварцем. Соотношение $N_2O : K_2O$ и $CO_2 : SiO_2$ в верхних частях околожильных пород по сравнению с нижними увеличивается соответственно в 20—30 и 6—40 раз.

Баланс привноса и выноса калия и натрия для верхней, средней и глубокой части жил, по данным Н. Соколовой и В. Королева, приведен в табл. 26.

Т а б л и ц а 26

Привнос и вынос щелочей, кг/м³

Часть жил	K ₂ O		Na ₂ O	
	привнос	вынос	привнос	вынос
Верхняя	—	37,0	46,38	—
Средняя	—	147,0	201,65	—
Нижняя	262,87	—	5,95	—

Вертикальный градиент зональности колеблется в широких пределах. Известны случаи смены состава и строения рудных тел на коротких интервалах, измеряемых десятками метров, примеры более растянутого изменения и, наконец, устойчивого, неизменного характера оруденения на большую глубину. Например, на золоторудном месторождении Кочкарь на Урале, по данным Н. Бородаевского, не происходит заметного изменения минерального и химического состава руды до глубины в 1 км.

Вмещающие породы гидротермальных месторождений и их изменение

Гидротермальные месторождения формируются при том или ином взаимодействии рудоносных магматических расплавов и отщепляющихся от них рудоносных растворов с вмещающими породами. С другой стороны, сами вмещающие породы подвергаются воздействию гидротермальных растворов.

Влияние боковых пород на гидротермальное рудообразование сказывается: 1) в ассимиляции магмой окружающих пород, 2) в заимствовании гидротермальными растворами вещества боковых пород и его перераспределении в минеральной массе гидротермальных месторождений, 3) в осаждающем влиянии боковых пород при гидротермальном минералонакоплении, 4) в особенностях состава и строения боковых пород, определяющих характер тектонических деформаций, контролирующих рудоотложение. Все эти стороны гидротермального рудообразования освещались в разных разделах данной главы и здесь перечисляются лишь для сводной характеристики суммарного эффекта влияния боковых пород на гидротермальное рудообразование.

Главными и наиболее широко распространенными процессами гидротермального изменения боковых пород являются: грейзенизация, серицитизация, хлоритизация, каолинизация, окварцевание, доломитизация, лиственитизация и некоторые другие, ниже кратко охарактеризованные явления.

Грейзенизация свойственна оруденению, связанному с гранитами и аляскитами, имеющими резко выраженный кислый состав, бедных кальцием и пересыщенных глиноземом, внедряющихся в среднюю стадию геосинклинального развития во внутренней зоне геосинклиналей среди песчано-сланцевых некарбонатных пород. Подавляющая масса грейзенов развивается в периферической части гранитных выступов, менее в породах их кровли. Грейзены состоят в основном из кварца, слюд (мусковит, биотит, циннвальдит), топаза, турмалина, флюорита. Кроме того, в их состав в разных случаях входят: хлорит, рутил, жильбертит (сершицит), а также рудные минералы — берилл, касситерит, вольфрамит, молибденит, шеелит и незначительное количество таких сульфидов, как пирит, халькопирит, сфалерит и др.

Н. Наковник выделяет среди грейзенов кварц-топазо-слюдяные, кварц-турмалиновые и кварц-хлоритовые разновидности. Ив. Григорьев для грейзенов, располагающихся среди биотитовых гранитов, выделяет ряд зон: гранит-биотитовый неизменный, гранит-двуслюдяной, гранит-мусковитовый, мусковит-кварцевый, кварц-мусковитовый грейзены, мусковитовый грейзен, топазовый грейзен, кварцевый грейзен, рудная жила (рис. 131). Н. Наковник отмечает, что с топазовыми и турмалиновыми грейзенами связано преимущественно кварц-касситеритовое, с флюоритовыми — вольфрамитовое, а с флюорит-мусковитовыми — молибденитовое оруденение.

Серицитизация наиболее обычна в породах кислого и среднего состава, в которых полевые шпаты, особенно плагиоклазы, охотно замещаются серицитом, представляющим собой тонкочешуйчатую или волокнистую разновидность бесцветных слюд. Наиболее постоянными спутниками серицита являются кварц, карбонаты, хлориты, иногда турмалин, рутил, лейкоксен. В соответствии с этим серицитизированные породы, помимо редких случаев, когда они нацело состоят из серицита (серицитолиты), представлены обычно массивными серицитовыми кварцитами или серицито-кварцевыми сланцами; известны также турмалин-серицитовые сланцы (Якутия, Алтай) и биотит-серицитовые породы (Кочкарь на Урале).

Серицитизированные породы гидротермального происхождения отличаются от зон серицитизированных пород регионального метаморфизма локальными размерами, более высокой интенсивностью изменения и наличием среди них таких гидротермальных минералов, как флюорит, барит, сульфиды. Особенно характерен для серицитизированных пород гидротермального генезиса пирит, образующийся при привносе химически активной серы и заимствовании железа из таких фемических минералов, как биотит.

Такие гидротермально измененные породы с серицитом и пиритом именуется по названию золотого Березовского рудника на Урале, где они были изучены А. Карпинским, *б е р е з и т а м и*. Н. Курек и А. Курек отмечают, что серициты состава мусковита характерны для так называемых высокотемпературных месторождений, в образовании которых значительную роль играли минерализаторы газовой фазы и представителем которых могут служить тела касситеритовых руд. Разности серицитов, переходные к фенгитам, и фенгитового состава характерны для типичных гидротермальных месторождений меди, полиметаллов и им подобных, формировавшихся из гидротермальных водных растворов средних температур.

Хлоритизация пород, вмещающих гидротермальные рудные тела, редко развивается самостоятельно и большей частью тесно связана с другими гидротермальными изменениями, среди которых наиболее частыми являются серицитизация, окварцевание, турмалинизация и пропилитизация. В соответствии с этим Д. Шилин и В. Иванова выделяют следующие наиболее типичные минеральные ассоциации: 1) кварц — хлорит, 2) кварц — хлорит — серицит, 3) кварц — хлорит — биотит, 4) кварц — хлорит — турмалин, 5) кварц — хлорит — карбонат. Хлоритсодержащие породы гидротермального происхождения охотно развиваются по породам

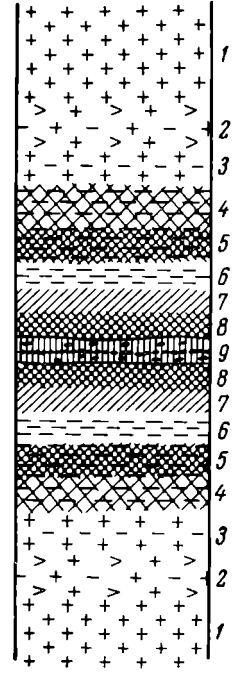


Рис. 131. Зональность грейзенов
По Ив. Григорьеву

- 1 — неизменный биотитовый гранит; 2 — двуслюдяной гранит; 3 — мусковитовый гранит; 4 — мусковит-кварцевый грейзен; 5 — кварц-мусковитовый грейзен; 6 — мусковитовый грейзен; 7 — топазовый грейзен; 8 — кварцевый грейзен; 9 — рудная жила

различного состава, в том числе по кислым и основным изверженным, их туфам, гнейсам, метаморфическим сланцам, глинистым сланцам и песчаникам, за исключением чисто кварцевых и карбонатных пород.

Хлоритсодержащие породы гидротермального генезиса отличаются от сходных с ними метаморфических сланцев своим развитием вдоль узких локальных тектонических зон и наличием в них других гидротермальных минералов. По данным Т. Гончаровой, на Рудном Алтае хлоритовые метаморфические сланцы имеют переменный состав хлорита (клинохлор, антигорит, амезит, прохлорит, рипидолит, афросидерит), в то время как гидротермально хлоритизированные породы имеют выдержанный состав хлорита, относящегося к пеннину.

Д. Шилин и В. Иванова установили, что с железистыми хлоритами типа тюрингита и афросидерита обычно связаны сульфидно-касситеритовые месторождения, а с магнезиально-железистыми хлоритами, среди которых чаще всего встречается рипидолит, связаны медные, в том числе медноколчеданные, и золотые месторождения. С магнезиальными хлоритами типа пеннина, клинохлора и прохлорита обычно ассоциированы различные свинцовые, свинцово-цинковые и медно-цинковые месторождения. Очень характерны магнезиальные хлориты хромитовых месторождений, содержащие в своем составе хром и выделяющиеся своей фиолетовой окраской (кеммериты, кочубейты).

Каолинизация различается по развитию среди гидротермально измененных пород таких минералов каолиновой группы, как каолинит, диаксит, накрит. Чаще всего эти минералы образуют отдельные псевдоморфозы по полевым шпатам, мусковиту, скаполиту, хлориту или небольшие скопления в пустотах. Значительно более крупные массы каолиновых образований формируются при супергенных процессах в зоне окисления сульфидных руд. В этом случае среди каолинизированных пород обнаруживаются алунит, ярозит, галлуазит и другие минералы зоны окисления сульфидных руд, по которым они отличаются от гипогенных каолиновых образований. Гипогенная каолинизация чаще всего связана со средне- и низкотемпературными гидротермальными месторождениями меди, свинца и цинка, сурьмы, ртути, флюорита.

Окварцевание является наиболее универсальным и часто очень широким по размаху процессом изменения боковых пород при формировании гидротермальных месторождений, развивающихся практически по любым породам. По составу исходных пород, характеру гидротермально окварцованных образований и связи их с оруденением выделяются три основные группы окварцованных пород: роговики, вторичные кварциты и джаспероиды.

Роговики обычно возникают в процессе окварцевания различных сланцев и тонкозернистых песчаников. Вторичные кварциты создаются при гидротермальном окварцевании средних и кислых глубинных и поверхностных изверженных пород. Главными породообразующими минералами вторичных кварцитов, по Н. Наковнику, кроме обильного кварца, являются серицит, алунит, каолинит, андалузит, диаспор и пирофиллит, второстепенными — рутил, турмалин, дюмортьерит и рудные минералы (пирит, халькопирит, молибденит, гематит и др.). Джаспероиды представляют собой гидротермально окварцованные карбонатные породы, состоящие почти нацело из мелкозернистого кварца и халцедона. С гидротермально окварцованными породами связаны метасоматические месторождения молибдена, меди, свинца и цинка, сурьмы и ртути.

Доломитизация сопровождает образование некоторых гидротермальных месторождений в карбонатных породах. Возникающие при этом породы имеют изменчивый состав — от сплошных доломитов, содержащих 21,9% окиси магнезия, через разновидности, в которых пятна доломитов поражают известняки, до почти чистых известняков с редкой вкрапленностью доломитовых зерен. Отличить их от широко развитых среди

карбонатных толщ первичных осадочных доломитов трудно. Гидротермальные доломиты в отличие от первичных не обладают региональным распространением, не занимают строго определенную стратиграфическую позицию, имеют неправильные очертания, обычно обусловленные пересечением трещин и пластов, выделяются повышенным отношением изотопа O^{16} к O^{18} , свидетельствующим о их отложении из горячих вод. Доломитизация известняков сопутствует образованию свинцовых, свинцово-цинковых, сидеритовых, магнезитовых, баритовых, флюоритовых и ртутных месторождений.

Л и с т в е н и т и з а ц и я наиболее отчетливо проявляется среди змеевиков, ультраосновных и основных пород. Однако, согласно Н. Бородаевскому, лиственитизированными, кроме того, могут быть туфы, известковистые сланцы, песчаники и конгломераты, а также известняки. В состав лиственитизированных пород входят кварц, анкерит, доломит, тальк, фуксит, альбит, цоизит, пирит, сернистые соединения никеля. Формируются они под воздействием углекислых сероводородсодержащих гидротермальных растворов при выносе из замещающей породы щелочей. Сопровождают золотое, золото-мышьяковое, золото-теллуговое, ртутно-сурьмяное и никель-кобальтовое оруденение.

П р о ч и е и з м е н е н и я боковых пород включают серпентинизацию и оталькование ультраосновных пород; пропилитизацию, алунитизацию и цеолитизацию молодых вулканогенных пород; турмалинизацию, эпидотизацию, флюоритизацию, графитизацию, баритизацию и пиритизацию различных по составу формаций. Очень характерен процесс гематитизации боковых пород многих гидротермальных месторождений урана.

Изменение пород различного состава в кратком виде характеризуется следующим образом. Наиболее типичным изменением средних и кислых магматических пород является их грейзензация, окварцевание, хлоритизация, серицитизация и каолинизация. Гидротермальное оруденение в ультраосновных и основных изверженных породах сопровождается лиственитизацией, серпентинизацией и оталькованием. Молодые кайнозойские эффузивные породы разного состава испытывают пропилитизацию, алунитизацию и цеолитизацию. Осадочные алюмосиликатные породы глинистого, песчаного и прочего состава изменяются в большинстве случаев так же, как средние и кислые изверженные породы. В карбонатных толщах осадочных пород наиболее типичны процессы окварцевания и доломитизации.

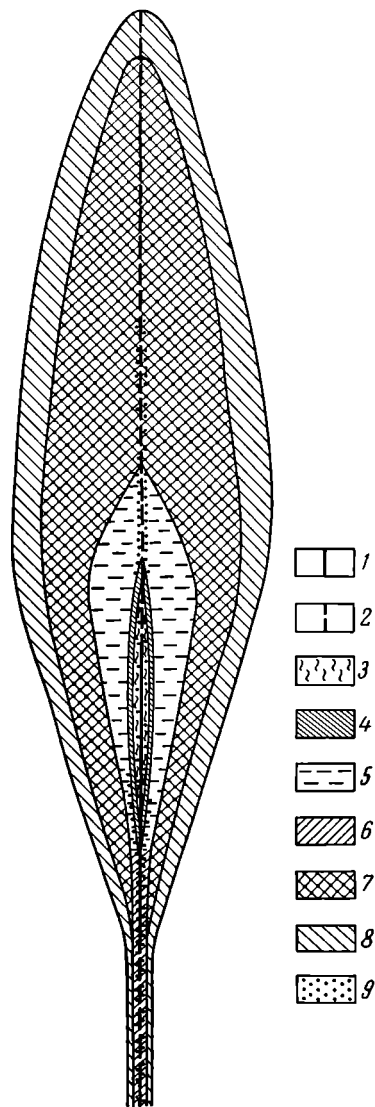


Рис. 132. Схема строения ореола околорудных изменений вмещающих пород в вертикальном разрезе вокруг жилы урановой руды. По Э. Баранову, Г. Вертепову, Г. Гладышеву

1 — рудное тело; 2 — рудоносная трещина; 3 — аргиллитизированные породы; 4 — окварцованные породы; 5 — альбитизированные породы; 6 — серицитизированные породы; 7 — осветленные породы с пиритом; 8 — осветленные породы без пирита; 9 — покрасневшие породы

Осадочные алюмосиликатные породы глинистого, песчаного и прочего состава изменяются в большинстве случаев так же, как средние и кислые изверженные породы. В карбонатных толщах осадочных пород наиболее типичны процессы окварцевания и доломитизации.

Положение зон измененных пород контролируется теми же структурами, которые определяют пути циркуляции рудоносных растворов и размещение рудных тел. В связи с этим наиболее часто измененные породы облекают рудные тела со всех сторон, образуя как бы «чехол» вокруг них (рис. 132). Ширина такого чехла бывает то шире со стороны висячего бока то со стороны лежащего бока рудного тела. Контуры площади измененных пород обычно неправильные, с апофизами по поперечным тектоническим нарушениям. Реже участки измененных пород располагаются только с одной стороны гидротермальных залежей. Еще реже площади измененных пород и рудные тела бывают разобшены. Известны случаи гидротермально измененных пород, не сопровождающиеся оруденением.

Соотношение размеров площадей измененных пород и рудных тел для разных месторождений колеблется в очень широких пределах. При этом в одних районах отмечается пропорциональность между масштабами оруденения и изменения боковых пород, в других такой зависимости нет. Например, в Таласском Алатау на Северном Тянь-Шане ширина зон окварцованных известняков возрастает с расширением свинцово-цинковых рудных тел и составляет от 0,25 до 1,5 их мощности. С другой стороны, для колчеданных месторождений Урала такая зависимость отсутствует; здесь ширина серицитизированных пород по отношению к мощности рудных тел колеблется от 0,2 до 64.

Изменение боковых пород при гидротермальном рудообразовании, так же как и весь процесс рудообразования, протекает в развитии, в результате которого обычно изменяется как состав руды, так и характер изменения боковых пород. При этом в случае сохранения путей движения рудоносных растворов формируются сложные комплексные руды, и окаймляющие их породы несут следы последовательного изменения, приводящего к наложению одних продуктов на другие. Такими продуктами могут быть как разные генерации одних и тех же минералов, например хлорита в оловянных месторождениях, так и разные по составу минеральные комплексы.

В случае смены путей движения по ходу рудообразования, например, открытия новых разломов в процессе рудоотложения, по которым устремляются рудоносные потоки, возможно образование в пределах одного рудного поля и даже месторождения участков измененных пород различного состава. Хороший пример такого стадийного развития различных по составу зон измененных пород представляет полиметаллическое месторождение Восточный Тинтик в США, уже охарактеризованное выше. Еще более широкий диапазон многостадийных гидротермальных изменений приводит В. Архангельская для Каменского месторождения в Забайкалье, где выделяется семь стадий минерализации: 1) альбитовая, 2) грейзеновая, 3) серицитовая, 4) сульфидная, 5) кварц-флюоритовая, 6) полевошпатовая, 7) цеолит-каолиновая.

В большинстве случаев гидротермальное изменение пород, вмещающих гидротермальные рудные тела, происходит на ранних стадиях циркуляции растворов, предшествуя главному этапу отложения руды и сопутствуя ему. К концу рудообразования интенсивность изменения обычно резко затухает, а случаи гидротермального метаморфизма боковых пород после главного этапа рудообразования очень редки. Характер изменения в этих случаях своеобразен и сводится к наложению на ранние продукты метаморфизма малых порций продуктов «холодных» растворов: халцедона, карбонатов, цеолитов.

Ореолы рассеяния

Вокруг рудных тел вмещающие их породы обычно содержат повышенное против нормального количество тех металлов, которые входят в состав руд. Площади с таким повышенным содержанием металлов, окаймляющие

рудные тела, называются ореолами рассеяния. Они бывают первичные и вторичные.

Первичные ореолы рассеяния образуются при формировании месторождений и представляют собой обычно тонкую, спорадическую вкрапленность, иногда мелкие прожилки рудообразующих минералов, рассеянные во вмещающих породах по периферии рудных тел и не всегда улавливаемые глазом. Рассеяние рудообразующих элементов проявляется в повышении их содержания на несколько порядков против кларка (против натурального геохимического фона породы) и определяется по данным химических анализов проб, отбираемых при металлометрической съемке.

Вторичные ореолы рассеяния образуются при окислении и разрушении верхних частей рудных тел в приповерхностных зонах, в связи с разносом в этих условиях рудного материала. Среди них А. Соловов выделяет механические, солевые, газовые и смешанные ореолы.

Форма первичных ореолов достаточно сложная и обычно контролируется путем наиболее легкого движения рудоносных растворов. Во-первых, ореолы, как правило, больше вытянуты вверх над рудными телами, чем в стороны от них. Во-вторых, контуры ореолов неправильны, извилисты, зубчаты, с резкими и протяженными апофизами. Такая изрезанность контура объясняется неравномерным распределением рассеянной минерализации вдоль благоприятных геологических структур — разломов, зон дробления и трещиноватости. Так, например, в рудном поле Джонсон (США) в сбросах над рудным телом содержание металлов достигает 2300 частей на миллион, в то время как в нетрещиноватых породах на расстоянии всего лишь одного метра от сброса оно составляет только 75 частей. На Рудном Алтае средняя концентрация металлов в ореолах вдоль сбросов возрастает от 1,6 до 26,5 раза. Подобным же образом действуют и различные породы, благоприятствующие неравномерному растеканию рассеянной минерализации в кровлю и в стороны от рудных тел.

Влияние состава пород на морфологию ореолов проявляется тройко. Во-первых, из-за разного первичного содержания рассеянного металла в породах разного состава (их первичного натурального фона) контуры рудного ореола могут меняться. Так, в том же Джонсоне натуральный фон литологически дифференцирован и составляет в среднем для известняков 67 частей, для доломитов 100 частей, для роговиков 150 частей и для доломитов с кремневыми желваками 500 частей на миллион. Во-вторых, вдоль пластов водопроницаемых пород, обладающих повышенной эффективной пористостью, рассеянная минерализация может распространяться значительно дальше, чем по водоупорным. В-третьих, водоупорные пласты могут действовать как фильтры, пропуская элементы в зависимости от степени их диффузионной подвижности.

Размеры первичных ореолов по вертикали колеблются в широких пределах и обычно достигают очень значительных величин (рис. 133). По исследованиям С. Щербина и О. Осетрова, ореолы лития, рубидия и бора проникают над редкометальными пегматитами на высоту 15—50 м. По данным О. Вершковской, на ртутных месторождениях они достигают по вертикали 300—350, а по данным Н. Озеровой — даже 700—800 м и более.

В надрудной толще полиметаллических месторождений Алтая, по сведениям Г. Россмана, ореолы рассеяния меди удалены от рудного тела на 250 м, свинца и бария — на 400 м, цинка — на 500 м. По Дж. Куперу и Л. Хаффру, тело Моор в Джонсоне фиксируется по ореолу рассеяния на глубине 120 м, рудные тела Тинтик, по данным Х. Альмонда, Х. Морриса и Т. Ловеринга, отмечаются на глубине 120—170 м, а трубчатое тело Санта Рита, по Дж. Веббу, определяется на глубине 100—150 м.

Соотношение размеров рудных тел и площадей окаймляющих их ореолов рассеяния бывает различным. Контур ореолов в плане превышает горизонтальную проекцию рудных тел и даже чехол гидротермально

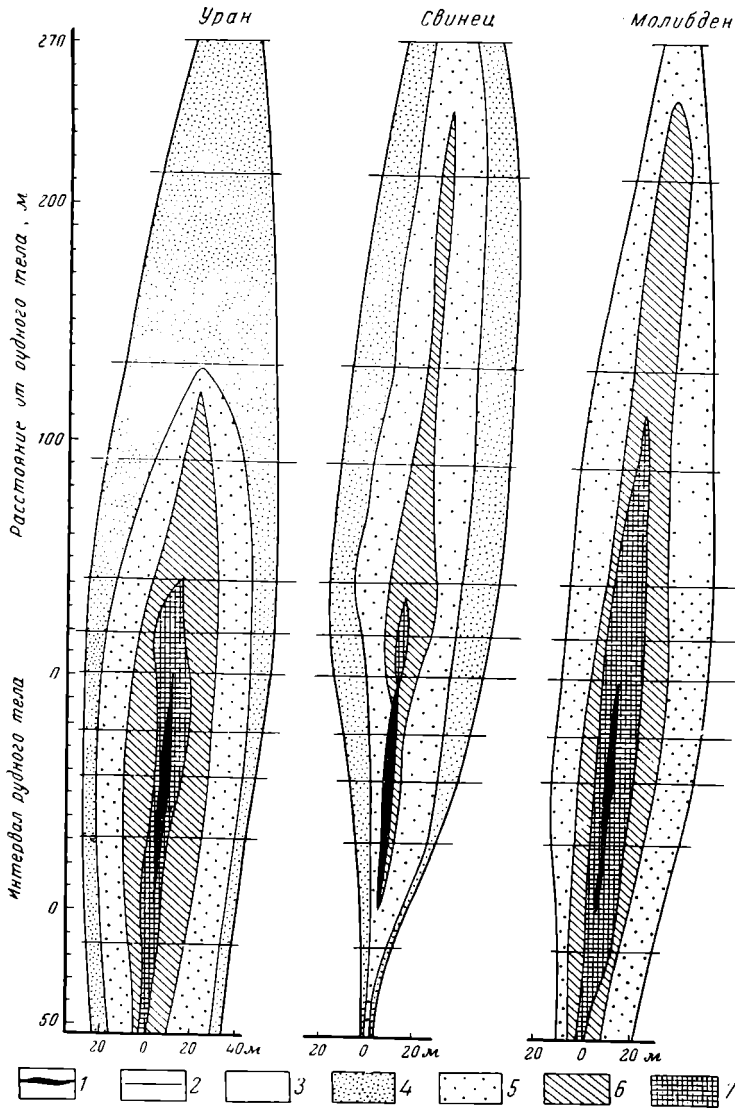


Рис. 133. Обобщенные данные по ореолам рассеяния вокруг уранового рудного тела в поперечном вертикальном разрезе. По Г. Вертепову

1 — рудное тело; 2 — горизонты опробования; 3—7 — содержание элементов в ореолах. Р а с т в о р и м ы й у р а н : 3 — 1,5 геохимических фона и менее ($2,8 \cdot 10^{-5}$ % и менее), 4 — от 1,5 до 5 (от $2,8 \times 10^{-5}$ до $9 \cdot 10^{-5}$ %), 5 — от 5 до 20 ($9 \cdot 10^{-5}$ — до $3,6 \cdot 10^{-4}$ %), 6 — от 20 до 50 (от $3,6 \cdot 10^{-4}$ до 9×10^{-4} %), 7 — от 50 и более (от $9 \cdot 10^{-4}$ % и более). С в и н е ц : 3 — 2 геохимических фона и менее (0,06 % и менее), 4 — от 2 до 5 (от 0,06 до 0,15 %), 5 — от 5 до 20 (от 0,15 до 0,6 %), 6 — от 20 до 50 (от 0,6 до 1,5 %), 7 — от 50 и более (1,5 % и более). М о л и б д е н : 3 — 5 геохимических фонов и менее ($2,5 \cdot 10^{-3}$ % и менее), 5 — от 5 до 20 (от $2,5 \cdot 10^{-3}$ до $1 \cdot 10^{-2}$ %), 6 — от 20—50 (от 1×10^{-2} до $2,5 \cdot 10^{-2}$ %), 7 — от 50 и более (от $2,5 \cdot 10^{-2}$ % и более)

измененных пород в несколько раз. Так, например, по данным Г. Россмана, площадь первичных ореолов рассеяния полиметаллических месторождений Алтая больше площади рудных тел от 3 до 140 раз (в среднем в 4—6 раз).

С о с т а в п е р в и ч н ы х о р е о л о в р а с с е я н и я в о б щ е м о т в е ч а е т с о с т а в у р у д н ы х т е л , к о т о р ы е о н и о б л е к а ю т , н о в д е т а л я х п о л н о й

увязки здесь нет. Это происходит прежде всего потому, что дальность миграции разных металлов при формировании ореолов оказывается различной.

Т. Ловеринг и Х. Моррис, изучавшие этот вопрос на полиметаллическом месторождении Тинтик в США, установили, правда для вторичной миграции, что свинец не испытывает заметного перемещения, золото перемещается на несколько дюймов, медь передвигается самое большее на несколько футов, цинк перемещается уже на сотни футов, а серебро мигрирует на еще большее расстояние, если на его пути не встречаются сульфиды или карбонаты, приостанавливающие движение. Подобного же рода исследования, выполненные Г. Герман на Блявинском колчеданном месторождении на Южном Урале, показали, что свинец мигрирует на расстояние до 20 м, никель и кобальт до 27 м, мышьяк до 30 м, медь и серебро до 40 м, а цинк до 70 м.

На Рудном Алтае в внутренней зоне ореола тяготеют металлы с большим радиусом иона (свинец, барий, серебро, висмут, сурьма), к периферической — с малым радиусом (цинк, медь, молибден). По данным Е. Янишевского и других, такие летучие элементы, как мышьяк, сурьма и ртуть, преобладают в ореолах над рудными телами, а остальные элементы распределяются симметрично вокруг рудных залежей.

Фронт рассеяния металлов во всех случаях шире среди стерильных (силикатных) пород и сужается среди химических активных (карбонатных и углеводородсодержащих) пород. Однако во всех породах содержание рассеянных металлов во вмещающих породах по мере удаления от рудных тел уменьшается в логарифмической пропорции, а характер кривых рассеяния (дисперсии) металлов приближается к теоретическим кривым, рассчитанным Т. Ловерингом и Х. Моррисом по коэффициентам диффузии.

Таким образом, соотношение металлов в ореолах рассеяния может не отвечать таковому рудных тел. Более того, в ореолах иногда заметную роль начинают играть элементы, занимающие подчиненное положение в составе рудных тел. Например, на сурьмяных и свинцово-цинковых месторождениях Средней Азии наиболее отчетливы ртутные ореолы, на свинцово-цинковых месторождениях Рудного Алтая заметны ореолы молибдена и сурьмы, на урановом месторождении отчетливы ореолы молибдена и др.

В рассеянной минерализации ореолов может меняться состав и содержание элементов-примесей, свидетельствуя об изменении температуры и других условий их отложения (рис. 134).

По мнению большинства исследователей ореолов рассеяния (К. Муканов, Г. Россман, Е. Янишевский и др.), при формировании первичных ореолов преобладает процесс инфильтрации над диффузией.

Геологический возраст

Гидротермальные месторождения формировались на всем протяжении длительной истории развития земной коры. Методами абсолютной геохронологии наиболее древний возраст в 2,5 млрд. лет зарегистрирован для месторождений Украины. Наиболее молодыми являются жилы ртутной руды Стимбот Спринг в США, формирующиеся из современных горячих минеральных источников на глазах человека. Гидротермальные месторождения известны для протерозойской, байкальской, каледонской, герцинской, киммерийской и альпийской металлогенических эпох. Однако степень их развития неодинакова.

Преобладающие палингенные формы магматизма в архее оказались неблагоприятны для образования гидротермальных месторождений. В протерозойскую и байкальскую эпохи доминировали интрузии основного состава и крупные батолитические интрузии кислых пород, в общем также неблагоприятные для интенсивных гидротермальных процессов. В каледонскую эпоху гидротермальная деятельность проявилась более опреде-

ленно, но преимущественно в направлении образования различных месторождений золотых руд. С герцинской эпохи начинается расцвет гидротермальной деятельности, приведший к возникновению разнообразных, в том числе выдающихся гидротермальных месторождений.

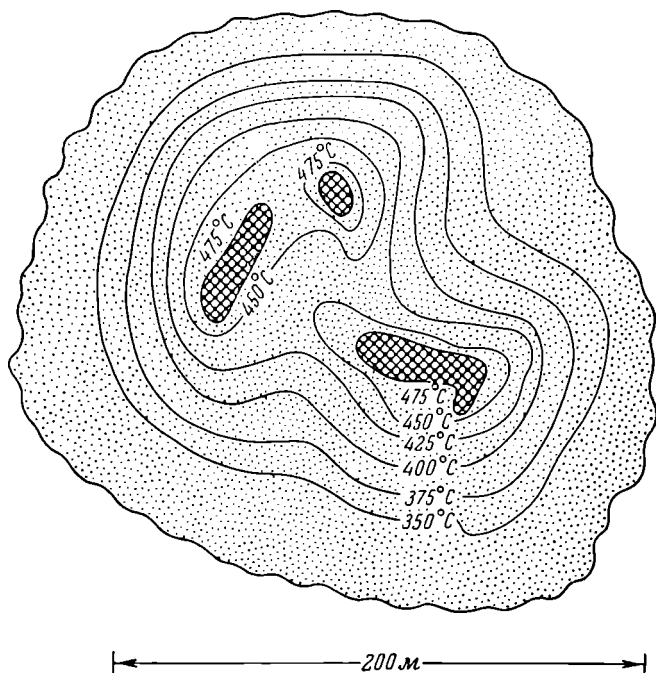


Рис. 134. Ореол рассеянной минерализации вокруг штоков полиметаллической руды (заштриховано) рудника Болмэт 2 в США. Изотермы минераловыделения построены по содержанию железа в сфалерите. По Г. Каллеруду (из Х. Хокса)

Интенсивные гидротермальные процессы продолжались в киммерийскую и альпийскую металлогенические эпохи, обусловив создание широкого круга месторождений этой группы.

Геологическая структура

Результатам исследования геологической структуры гидротермальных месторождений, выяснение которой имеет огромное значение для определения условий локализации рудных тел, их разведки и оценки, посвящена обширная литература. Она в существенной своей части учтена при составлении главы о геологической структуре месторождений полезных ископаемых (см. ниже). Здесь же рассматриваются лишь некоторые специфические вопросы структуры гидротермальных месторождений. Среди них обращается внимание на разделение элементов структуры по пути движения рудоносных растворов и на роль интратрудной тектоники в длительном многостадийном формировании гидротермальных рудных тел.

При изучении гидротермальных рудных полей и месторождений вполне уместна попытка вскрыть бывшие пути движения рудоносных растворов с разделением структурных элементов, определяющих эти пути, на рудо-подводящие, рудораспределяющие и рудовмещающие.

Рудоподводящими являются геологические структуры, которые могут рассматриваться в качестве каналов, определивших места поступления рудоносных расплавов и растворов из глубинных частей в пределы рудного поля. В качестве таких рудоподводящих каналов чаще всего описываются крупные разломы, вдоль которых располагаются от-

дельные рудные поля или месторождения. Их примером могут служить зоны смятия Рудного Алтая, разломы, контролирующие пояса сурьмяных и ртутных месторождений Средней Азии, Дебаклинский разлом Армении с его медно-молибденовыми месторождениями, Главный надвиг Кавказского хребта, разломы Западной Сибири, вдоль которых вытянуты цепи ртутных месторождений, разломы Центрального Казахстана с их редкометальным оруденением, рудоконтролирующие разломы Скалистых гор

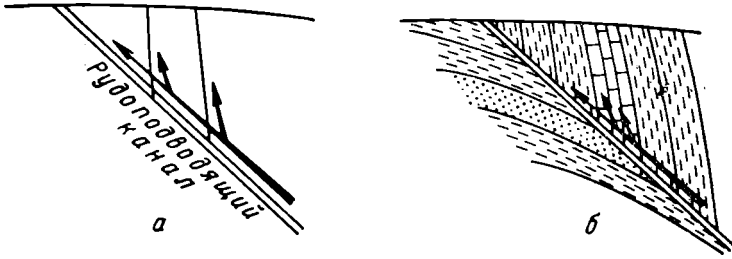


Рис. 135. Схема путей движения рудоносных растворов по водопроницаемым разломам (а) и пластам осадочных пород (б) в разрезе. Стрелками показаны пути движения восходящих рудоносных растворов

в Америке и многие другие. Такими же магистральными рудоподводящими каналами в сильно складчатых областях могут быть, очевидно, также пласты или свиты пластов, благоприятные по своей структуре для циркуляции растворов. Замечательная особенность таких каналов заключается в том, что сами они обычно не вмещают рудные тела, хотя и несут следы гидротермальной минерализации в виде зон гидротермального изменения и рассеянных руд.

Рудораспределяющими называются геологические структуры, по которым рудоносные растворы могли отводиться от рудоподводящих каналов в сторону, на участки рудоотложения. В качестве рудораспределяющих структур обычно рассматриваются разрывы или водопроницаемые пласты, пересекаемые или сопрягающиеся с рудоподводящим

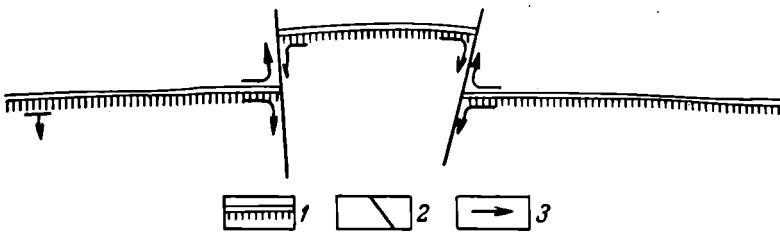


Рис. 136. Схема путей растекания рудоносных растворов по поперечным разломам, образовавшимся при неравномерном продвижении рудоподводящего надвига по фронту (в плане)

1 — надвиг; 2 — поперечные разломы; 3 — пути растекания растворов

каналом. Наиболее благоприятным случаем для отвода рудоносных растворов является расположение их со стороны висячего бока рудоподводящего канала (рис. 135). Отвод растворов возможен также по поперечным или диагональным сбросам и сдвигам, раскалывающим рудоподводящий канал на тектонические блоки (рис. 136).

Рудомещающими являются структуры, локализирующие рудные тела и определяющие их форму, размеры, а иногда и особенности внутреннего строения. Они рассматриваются в главе, посвященной характеристике геологических структур месторождений полезных ископаемых.

Разделение геологических структур по путям движения рудоносных растворов не всегда возможно из-за гипотетичности рудоподводящих

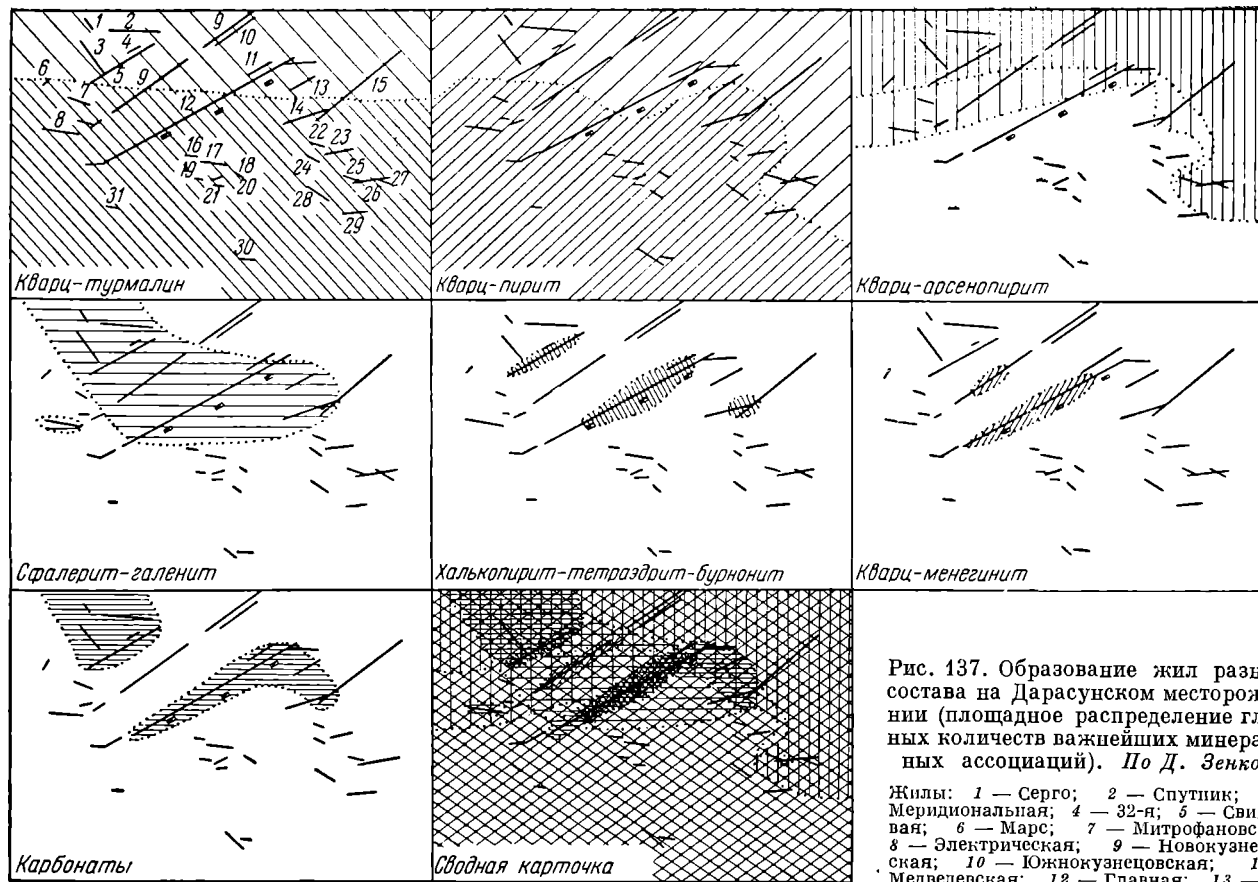


Рис. 137. Образование жил разного состава на Дарасунском месторождении (площадное распределение главных количеств важнейших минеральных ассоциаций). По Д. Зенкову

Жилы: 1 — Серго; 2 — Спутник; 3 — Меридиональная; 4 — 32-я; 5 — Свинцовая; 6 — Марс; 7 — Митрофановская; 8 — Электрическая; 9 — Новокузнецовская; 10 — Южнокузнецовская; 11 — Медведевская; 12 — Главная; 13 — Левитасовская; 14 — Футбольная I; 15 —

Футбольная II; 16 — Ягодная; 17 — Шестнадцатая; 18 — Истоминская; 19 — Дементьевская; 20 — Арсеньевская; 21 — Староарсеньевская; 22 — Фоминская; 23 — Лагуновская; 24 — Карнауховская; 25 — Гурилевская; 26 — Мать-жила; 27 — Жила Бро; 28 — Никандровская; 29 — Рабочая; 30 — Ковалевская; 31 — Дальняя

и рудораспределяющих каналов. И хотя такое разделение, безусловно, целесообразно, оно может производиться только в тех случаях, когда к тому имеются достаточно убедительные объективные данные. К этому надо добавить, что нередко рудораспределяющие и рудовмещающие, а иногда также и рудоподводящие элементы геологической структуры совмещаются, заключая в себе рудные залежи.

Формирование многостадийных гидротермальных месторождений связано с интравудными тектоническими деформациями, разделяющими стадию рудного процесса. Следствием таких интраминерализационных нарушений является: 1) образование жил разного состава, 2) наращивание жил в длину и по мощности, 3) возникновение зонального строения рудных тел, 4) формирование рудных столбов внутри жил.

Образование жил разного состава в пределах рудного поля обусловлено возникновением новых трещин, лежащих в стороне от рудных жил, предшествующих стадий гидротермального процесса,

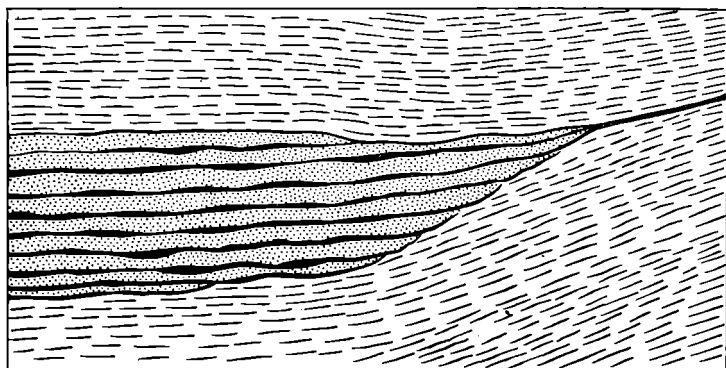


Рис. 138. Хвост жилы, залегающей в серицитовых сланцах, в котором заметны результаты наращивания ее по мощности и в длину. Доказательством последовательного раскрытия и наращивания служат шнурки серицита, разделяющие жилу по мощности, представляющие полоски отслоившейся боковой породы

и заполнением их минеральной массой последующей стадии этого процесса, отличающейся по составу. Случай такого изменения состава рудных тел в связи с появлением новых трещин и неравномерным приоткрыванием старых швов был в свое время описан Д. Зенковым для Дарасуна (Восточное Забайкалье). Он выделил семь стадий минерализации, разделенных интравудными деформациями: 1) кварц-турмалиновую, 2) кварц-пиритовую, 3) арсенопиритовую, 4) свинцово-цинковую, 5) медно-сурьмяную, 6) сурьмяную, 7) карбонатную (рис. 137). Подобно этому, во Фрайбергском горном округе в ГДР, где известно около 1100 рудных жил, выделяются следующие по составу группы жил, пересекающие друг друга: 1) оловянно-кварцевые, 2) кварц-галенитовые, богатые серебром, 3) пирито-галенитовые, 4) галенито-серебряные, 5) барито-флюорито-галенитовые.

Н а р а щ и в а н и е ж и л в длину и по мощности происходит по мере раскрывания рудной трещины в процессе интравудных деформаций и заполнения ее все новыми и новыми порциями минеральной массы. Так могут формироваться весьма протяженные и очень мощные рудные жилы (рис. 138).

В о з н и к н о в е н и е з о н а л ь н о г о с т р о е н и я р у д н ы х ж и л обусловлено приоткрыванием рудоносных трещин после их заполнения веществом предшествующих стадий минерализации и отложением минеральной массы новых стадий, уже иных по составу. Примеры такого

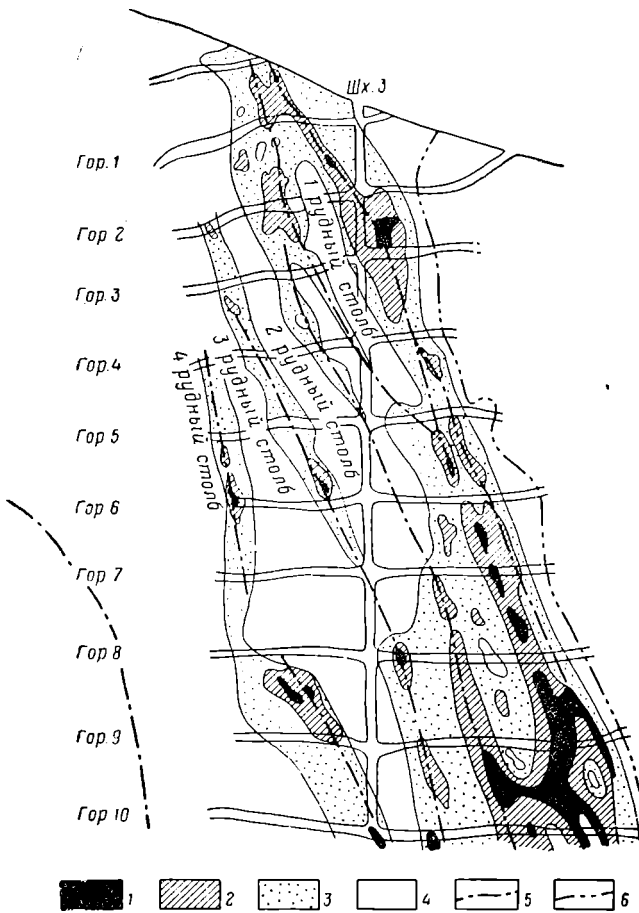


Рис. 139. Положение рудных столбов в плоскости жил месторождения Галимый на Колыме. По Т. Ноздрину

1—4 — участки жилы с очень богатыми, богатыми, рядовыми и бедными оловянными рудами; 5 — положение осей поперечных жил; 6 — граница промышленного оруденения

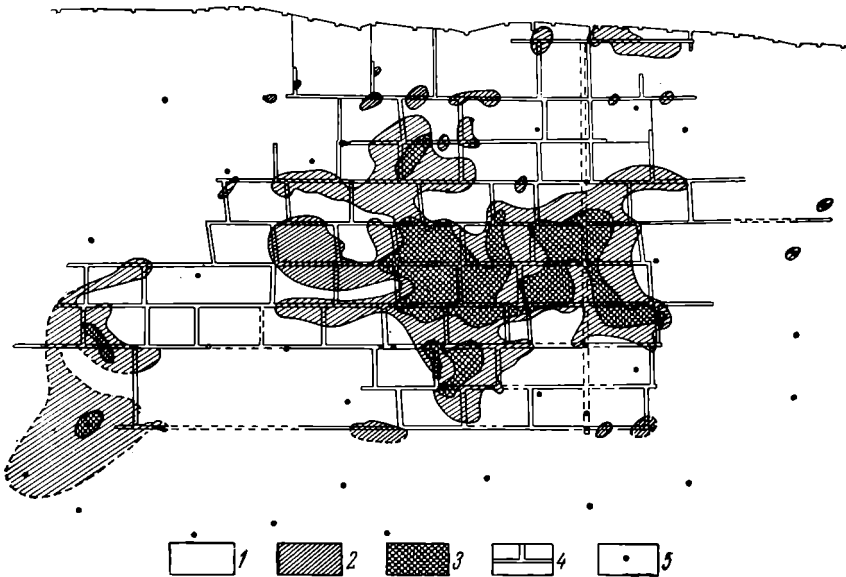


Рис. 140. Пятнистые рудные столбы в жиле оловянного месторождения Хатчеранга. По Русецкой и др.

1 — бедная руда; 2 — средняя руда; 3 — богатая руда; 4 — горные выработки; 5 — буровые скважины

рода зональности повторных тектонических разрывов были описаны в соответствующем разделе выше.

Рудными столбами называются участки богатых руд внутри рудной жилы; часто они имеют действительно столбообразную форму (рис. 139), но иногда и более сложные очертания пятен концентрированного оруденения на общем более убогом фоне жильного шва (рис. 140).

Среди рудных столбов выделяют две категории: морфологическую и концентрационную. Столбы первой категории образуют раздувы рудной жилы, сложенные богатой рудой. Столбы второй категории оконтуриваются участками высококонцентрированной руды, не связанными с изменением мощности жилы. Они особенно характерны для месторождений радиоактивных, редких и благородных металлов.

Рудные столбы обеих категорий могут иметь различную ориентировку в плоскости жилы. Они могут быть крупнопоставленными, пологими и наклонными под разными углами. Рудные столбы Материнской жилы в Калифорнии достигают длины по падению 1500 м, а рудный столб «Северная звезда» месторождения Гресс Вэлли прослежен на 2700 м.

Образование морфологических рудных столбов может происходить вследствие неравномерного приоткрывания жильной полости при внутрирудных тектонических смещениях и выполнении отдельных ее частей рудой. Наиболее благоприятные условия для формирования таких рудных столбов создаются при тектонических перемещениях вдоль криволинейных трещин, обеспечивающих приоткрывание узких и протяженных полостей, последующее выполнение которых рудой создает типичные рудные столбы (рис. 141). Морфологические рудные столбы образуются также на участках сопряжения или пересечения основной рудоносной трещины побочными трещинами, на участках повышенной раздробленности боковых пород жильной полости, особенно на

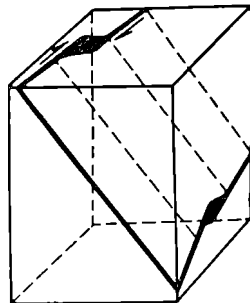


Рис. 141. Схема образования рудного столба в криволинейном изгибе жильной трещины; стрелками указано направление внутрирудного перемещения стенок трещины

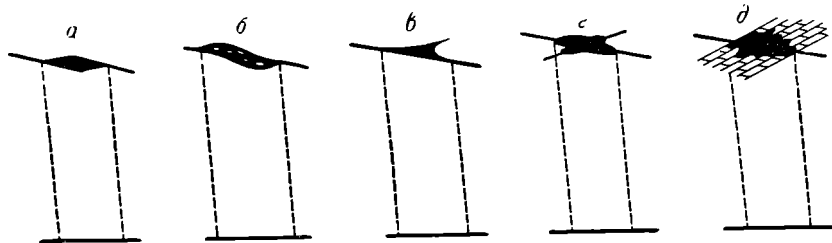


Рис. 142. Разновидности морфологических рудных столбов

а — в участке искривления и приоткрывания основной трещины; *б* — в участке искривления и прогиба выступа основной трещины; *в* — в участке сопряжения основной трещины с побочной; *г* — в участке пересечения основной трещины с побочной; *д* — в участке пересечения основной трещины породы, благоприятной для оруднения

участках выступов жильной трещины, как бы скальвающих ее при смещении вдоль нее, на пересечении рудоносной трещиной пород, благоприятных для рудоотложения (рис. 142). О. Левицкий отметил, что на оловянном месторождении Лифудзин рудные столбы возникают там, где рудоносные трещины из послойных переходят в секущие, прорезающие под тем или иным углом рудовмещающие сланцы.

Помимо вышеописанных первичных рудных столбов, известны вторичные рудные столбы, возникшие в результате локального обогащения первичных руд металлом, переотложенным из зоны окисления.

Вода является важнейшим и неперенным агентом формирования всех генетических групп полезных ископаемых. Без участия воды (в той или иной ее форме) невозможно образование ни одного месторождения. Гидратные процессы проявляются при образовании месторождений магматической, пегматитовой, скарновой и карбонатитовой групп. Однако, как правило, они в типичной гидротермальной форме оказываются лишь к концу процесса их формирования, не определяя общей картины минералообразования, а лишь усложняют ее, и в рамках этих групп не создают непосредственных переходов к промышленным гидротермальным месторождениям. С другой стороны, восходящие гидротермальные растворы, достигающие дна моря, способны питать его осадки минеральным веществом, приводящим к возникновению смешанных гидротермально-осадочных или, как их еще называют, эксгалиционно-осадочных месторождений. К ним относятся месторождения железных гематитовых руд типа Лан Диль в ФРГ, марганца в Сибири, Закавказье и ФРГ, сульфидных медных и медно-цинковых руд Мегген в ФРГ, Эргани-Маден в Турции, Леккен, Перос в Норвегии, Рио Тинто и другие в Испании, Санбагава в Японии, а также, возможно, на Северном Кавказе. Несмотря на широкое проникновение гидротермальных процессов как в сферу магматогенного, так и в область осадочного рудообразования, собственно гидротермальные месторождения обособляются в самостоятельную, достаточно отчетливую группу, большинство представителей которой обычно легко отличается от месторождений других групп.

КЛАССИФИКАЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

От средних веков со времен Агриколы до начала двадцатого века преобладала морфологическая классификация месторождений полезных ископаемых по форме и условиям залегания рудных тел. В начале нашего века были сформулированы первые предложения о генетической классификации гидротермальных образований. С тех пор и до настоящего времени выдвигались различные схемы генетической группировки этих месторождений, основанные на совокупности тех или иных признаков.

По температуре процесса и глубине образования гидротермальные месторождения впервые (в 1907 г.) предложил подразделять американский геолог В. Линдгрэн. Он выделял три класса гидротермальных месторождений: 1) гипотермальный, формирующийся на большой глубине, при очень большом давлении и высокой температуре (500—300°); 2) мезотермальный, образующийся на средней глубине, при большом давлении и средней температуре (300—200°); 3) эпитеермальный, возникающий на небольшой глубине, при умеренном давлении и сравнительно низкой температуре (200—50°). В связи с тем, что температура гидротермального процесса не всегда коррелирует глубине, Л. Грейтон в 1933 г. предложил ввести дополнительный класс лептотермальных месторождений, возникающих на средней глубине при низкой температуре, и класс телотермальных месторождений, создающихся на самой малой глубине при низкой температуре, а А. Баддингтон в 1935 г. — класс ксенотермальных месторождений малых глубин, но высокой температуры процесса.

Эта классификация, сменившая морфологическое подразделение гидротермальных месторождений, сыграла положительную роль и получила широкое признание, сохранившее свое значение до наших дней. В нашей стране ее поддерживали и развивали А. Ферсман, В. Обручев и другие геологи. Ее разновидностью является современная группировка П. Татарина и И. Магакьяна, предложенная в 1949 г. и выделяющая два класса гидротермальных месторождений: 1) умеренных и значительных глубин

(свыше 1 км), 2) малых глубин и приповерхностных (менее 1 км). Каждый из этих классов разделяется на высокотемпературные (свыше 300°), среднетемпературные (300—200°) и низкотемпературные (менее 200°) образования. О принципах такой классификации существует большая критическая литература. Основные недостатки классификации по температуре и глубине образования гидротермальных месторождений можно свести к следующим:

1) условия глубины и температуры не являются главными факторами, определяющими генезис гидротермальных месторождений, отражающиеся на их строении и составе; объединение месторождений по температуре их образования также неспособно раскрыть их генезис, как, например, объединение больших по температуре не означает одинаковый характер их заболевания;

2) температуру процесса и особенно глубину образования месторождений практически определить объективно очень трудно или невозможно; это приводит к тому, что месторождения подразделяются по признакам не наблюдаемым, а предполагаемым;

3) в тех случаях, когда температуру удастся определить точными методами, выясняется, что одни и те же гидротермальные рудообразующие минералы могут возникнуть в самых широких рамках, перекрывающих границы всех трех классов месторождений. Так, например, по исследованиям Н. Ермакова, однообразные по составу месторождения флюорита Забайкалья формировались при температурах от 350 до 50°, а, по данным Л. Колтуна, образование кварц-золотых месторождений Урала происходило при температуре от 400° и более до 50° и менее;

4) формирование всех гидротермальных месторождений происходит в широких рамках температур и при постепенном остывании раствора всегда заканчивается в низкотемпературных условиях; выделять температурные границы главной стадии процесса, как это иногда предлагается, достаточно объективно невозможно.

Все это приводит к тому, что признаки глубины и температуры образования не могут быть положены в основу генетической классификации гидротермальных месторождений. Они могут быть использованы для этой цели лишь как вспомогательные показатели.

По отношению к магматическим породам и температуре образования построена классификация гидротермальных месторождений швейцарского ученого П. Ниггли, выдвинутая им в 1941 г. В ее основу положены следующие критерии:

1) уровень отделения рудообразующего вещества из магмы (вулканический, субвулканический, плутонический, глубинно-плутонический);

2) уровень образования месторождений по отношению к земной поверхности (аэральный, субвулканический, эпикрустальный, гипабиссальный, абиссальный);

3) удаление месторождений от материнской интрузии (теле-, крипто-, апо-, пери- и интрамагматические);

4) стадии магматического процесса (экзгаляционная, гидротермальная, пневматолитовая, пегматитовая, ортомагматическая);

5) температура главной стадии процесса (низкая — менее 200°, средняя — от 200 до 350° и высокая — более 350°).

С. Смирнов, критикуя эту сложную классификацию, указал, что принятие для нее в качестве основных признаков уровня отделения рудообразующих веществ из магмы и удаление месторождений от материнской интрузии не может быть признано целесообразным, так как формы связи между магматическими породами и постмагматическими месторождениями как во времени, так и в пространстве значительно более сложные, чем это представляется П. Ниггли. Он отметил, что признак глубины образования месторождений имеет значение как в научном, так и в практическом отношении, однако применить его трудно из-за отсутствия надежных критериев.

Вулканические и субвулканические месторождения		Плутонические месторождения							
Излившиеся породы и эксгалационные месторождения		Зоны месторождений и их отношение к батолиту	Определение типа месторождений в зависимости от их положения по отношению к материнской магме	Глубина образования		Температура образования, °C		Группа месторождений	
				средняя глубина м	крайние значения м	минимум	максимум		
Субвулканические месторождения		Криптобатолитовые	Телемагматические	1000	0 - 300	100	200	Апотермальные	Гидротермальные
			Криптомагматические		300 - 1400			Эпитермальные	
Субвулканические изверженные породы		Акробатолитовые	Апомагматические	2000	1000 - 4000	300	350 - 450	Мезотермальные	
			Перимагматические		1000 - 4000			Кататермальные	
Глубинные породы		Эпibatолитовые	Интрамагматические	4000	1000 - 10000	500 - 600	600	Пневматолитовые	
					Эмбатолитовые			1000 - 10000	Пегматитовые
					Эмбатолитовые			1000 - 10000	Магматические
					Гипобатолитовые			1000 - 10000	

Рис. 143. Схема подразделения магматогенных месторождений. По Г. Шнейдерену

По магматическому уровню и рудным формациям предлагали подразделить гидротермальные месторождения М. Усов и Г. Шнейдерхен. М. Усов в 1931 г. рекомендовал выделять среди постмагматических (эманационных) месторождений абиссальные, гипабиссальные и эффузивные образования с дальнейшим подразделением их на рудные формации.

Г. Шнейдерхен в одной из своих последних работ, вышедшей в ФРГ в 1955 г., группировал магматогенные месторождения по сложной схеме, близкой к вышеизложенной классификации П. Ниггли (рис. 143). Однако в основу классификации гидротермальных месторождений он положил два принципа: интрузивный уровень магматических очагов и вещественный состав руд. Согласно первому признаку все месторождения разделяются на плутонические, или гипабиссальные, и субвулканические, или приповерхностные серии. В рамках этих двух серий месторождения подразделяются по сообществу металлов и изогенетическому парагенезису минералов, образовавшихся на одном месте приблизительно одновременно при относительно одинаковых физико-химических условиях.

Г. Шнейдерхен назвал восемь ассоциаций гидротермальных формаций: 1) золотая и золото-серебряная, 2) серно- и медноколчеданная, 3) свинцово-серебряно-цинковая, 4) серебряно-кобальт-никель-висмут-урановая, 5) олово-серебряно-вольфрамово-висмут-овая, 6) сурьмяно-ртутная, 7) окисная железо-марганцово-магниева, 8) безметалльная. Эти ассоциации объединяют 65 различных формаций гидротермальных месторождений. При всей глубине разработки эта классификация страдает рядом недостатков, среди которых могут быть отмечены: 1) примитивная трактовка связей между магматическими породами и гидротермальными месторождениями; 2) учет для выделения формаций только практически ценных элементов, а не главных природных минеральных ассоциаций руд; 3) громоздкость группировки, насчитывающей 65 первичных подразделений.

По пространственному положению относительно изверженных и вмещающих их пород группируют гидротермальные месторождения Х. Абдуллаев и Е. Захаров. В классификации Х. Абдуллаева, выдвинутой в 1950 г., среди постмагматических месторождений по степени удаления от интрузивных массивов выделяется четыре типа: 1) интрузивной зоны, 2) околоинтрузивной зоны, 3) надинтрузивной зоны, 4) безинтрузивной зоны. В классификации Е. Захарова 1953 г. выделяются послемагматические месторождения, залегающие: 1) в интрузивных массах, 2) в дайках, 3) в зонах контакта интрузий, 4) в складчатых структурах осадочных и изверженных пород, 5) в вулканических породах. Эти пять классов подразделяются на 54 формации. Работы Х. Абдуллаева и Е. Захарова по классификации постмагматических месторождений содержат интересный материал, но они слишком ограниченно рассматривают геологическую позицию этих месторождений.

По стадиям развития магматического очага расклассифицировал гидротермальные месторождения Ф. Вольфсон в 1952 г. Он выделил три группы: 1) сформированную в раннюю стадию — до образования даек, 2) сформированную в позднюю стадию, 3) сформированную в позднюю стадию на площадях с отсутствием выходов гранитов. Эти группы разделяются на семь типов в зависимости от состава гидротермально измененных пород (сопровождающиеся грейзенизацией, скарнированием, березитизацией, окварцеванием, серицитизацией и хлоритизацией, доломитизацией или анкеритизацией, пропилитизацией). Эта классификация, основанная на спорных и нехарактерных признаках, не раскрывающая генетические особенности формирования различных ассоциаций гидротермальных месторождений, оказалась искусственной и не нашла признания и применения.

По механизму минералонакопления разделял гидротермальные месторождения известный американский геолог А. Бэтман в своем учебнике, первое издание которого опубликовано в 1942 г. Он выделял месторождения замещения, выполнения и смешанные, образованные при участии обоих процессов, а каждую группу разделял в дальнейшем по форме рудных тел (массивные, жилеобразные, жильные, вкрапленные, штокверковые и пр.).

По тектоно-магматическим комплексам было предложено классифицировать месторождения полезных ископаемых в последнее время. Существенный недостаток всех вышеперечисленных классификаций заключается в отсутствии учета геологической обстановки гидротермального минералонакопления, возникающей на тех или иных стадиях геологического развития в разных тектонических зонах земной коры. Для его устранения С. Смирнов еще в 1947 г. рекомендовал в будущем, когда удастся произвести дробное и обоснованное выделение тектоно-магматических комплексов пород, характерных для крупных структурных единиц земной коры, с присущим каждому из них комплексом месторождений, в основу классификации положить именно эти комплексы. Эта идея С. Смирнова была развита в известных работах Ю. Билибина, выделявшего 14 комплексов изверженных пород и 16 ассоциированных с ними групп месторождений.

Прямое предложение об использовании тектоно-магматических комплексов для группировки месторождений полезных ископаемых внес И. Магакьян в 1952 г., а А. Семенов примерно в это же время создал на этой основе классификацию месторождений редких элементов. В настоящее время это направление классификации развивает Г. Твалчрелидзе. Недостатком такого рода классификации являются главным образом два обстоятельства:

1) классификация основана не на признаках, заключающихся в месторождениях, а на региональных особенностях геологического строения их широких окрестностей, всегда до конца не ясных и спорных;

2) сходные по строению и минеральному составу месторождения могут формироваться среди разных структурно-магматических комплексов, создавая неуверенность для их распределения по генетическим классам.

Предлагаемая автором классификация учитывает возможность объединения в ограниченном количестве классов все разнообразие гидротермальных месторождений по признакам их сходства, облегчающего исследования, поиски и разведку. Эта группировка основана на следующих принципах:

1) распределении месторождений по легко наблюдаемым признакам, заключенным в самих месторождениях; таким признаком является минеральный состав полезных ископаемых, учитывающий не только содержание экономически выгодных для извлечения элементов, но и естественные минеральные парагенезисы главных рудообразующих минералов;

2) объединении в каждом классе месторождений, сходных по их генезису, по возможности отражающему условия их образования в ту или иную стадию цикла геологического развития в той или иной крупной тектонической зоне складчатых областей земной коры;

3) заметном в большей или меньшей степени отличии физико-химических условий формирования месторождений каждого класса;

4) простоте классификаций, заключающейся в ограниченном количестве подразделений.

Исходя из этих признаков, гидротермальные месторождения разделяются на пять классов: 1) грейзеновые, 2) эндотермальные (с подразделением их на кварцевый, сульфидный и карбонатный подклассы), 3) телетермальные, 4) колчеданные, 5) субвулканические. Месторождения всех пяти классов заметно отличаются по их минеральному составу и времени

формирования в рамках цикла геологического развития, определяющему их геологическую позицию.

Грейзеновые, специфичные по составу месторождения, формировались в основном на средней стадии геосинклинального цикла развития в тесной связи с отчетливо выделяющимися интрузиями кислых аляскитовых гранитов.

Эндотермальные и телетермальные месторождения в своей подавляющей массе создавались на заключительной стадии геосинклинального цикла развития, первые лишь в парагенетической ассоциации с малыми интрузиями, вторые — вовсе вне видимой связи с магматическими породами.

Колчеданные месторождения принадлежат вулканогенным комплексам ранней стадии, а субвулканические — вулканогенным породам поздней стадии геосинклинального цикла развития.

По мере перехода от первого класса к пятому намечается общая тенденция снижения глубины формирования месторождений, уменьшения температуры процесса, смены кремнево-кислородного режима серным, эволюция условий минералообразования от преимущественно кислотных к преобладающей нейтральной и щелочной обстановке. Однако от этой общей тенденции имеются достаточно широкие местные отклонения, не позволяющие пока фиксировать физико-химические параметры минералообразования каждого класса на языке цифр, хотя в дальнейшем это, вероятно, можно будет осуществить.

Грейзеновые месторождения. Эти месторождения выделяются в большинстве классификаций как совершенно обособленные пневматолитовые образования (В. Обручев, А. Ферсман, Г. Шнейдерхен, П. Ниггли и др.). Они составляют основу глубинного высокотемпературного класса в группировке гидротермальных месторождений П. Татарина. Грейзен — старинный термин немецких рудокопов, употребляющийся в геологической литературе со времен Вернера (Greisen по-немецки — расщепление). Руда грейзеновых месторождений состоит из слюды (мусковит, биотит, циннвальдит), кварца, местами турмалина, топаза, флюорита, а также касситерита, вольфрамит, берилла, лепидолита, молибденита, образовавшихся метасоматическим способом, чаще всего по кислым гранитам и прилегающим к ним алюмосиликатным породам из высокотемпературных растворов (табл. 27).

По данным И. Говорова, иногда возникают грейзенизированные известняки и доломиты, интересные в отношении флюорита, бериллия, олова и лития. Грейзены обычно располагаются с двух сторон от трещины, выполненной кварцем, представляя, в сущности говоря, ее боковые измененные рудоносные породы.

Таблица 27

Сводный минеральный состав руд грейзеновых месторождений

Минералы	Главные	Второстепенные	Редкие
Жильные	Кварц, мусковит	Турмалин, топаз, флюорит, микроклин, биотит, альбит	Олигоклаз, актинолит, гранат, ильменит, рутил, циркон, монацит, апатит, шпидель, корунд, эпидот, хлорит, серицит, цеолиты, карбонаты
Рудные	Касситерит, вольфрамит	Молибденит, берилл, лепидолит, циннвальдит	Гематит, магнетит, шеелит, пирротин, пирит, арсенопирит, браннерит, висмутин, халькопирит, сфалерит, галенит, станнын, блеклая руда, самородный висмут

**Генетические ряды грейзенов, расположенные по отдельным группам
исходных пород**

Из каких пород образовались грейзены			
из активных биотитовых и других гранитов	из жильных дериватов гранитной магмы		из осадочных пород, преимущественно из глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и роговиков
	из ашиитов, пегматитов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров, гранит-антитов и других	из нерсантитов, спессартитов, порфиритов	
Грейзенизированные граниты	Грейзенизированные, указанные выше породы	Грейзенизированные, указанные выше породы	Грейзенизированные, указанные выше породы
Двуслюдяные и мусковитовые			
Грейзены	Грейзены	Грейзены	Грейзены
Биотит-кварцевые	Мусковит-кварцевые	Биотит-кварцевые	Биотит-кварцевые
Биотит-мусковит-кварцевые	Кварц-мусковитовые	Мусковит-кварцевые	Циннальдит-топазовые
Мусковит-кварцевые	Мусковит-топазовые	Кварц-хлорит-мусковитовые	Топазовые
Граунт-мусковит-кварцевые	Топаз-циннальдит-мусковитовые	Кварц-циннальдитовые	Кварц-альбитовые
Кварц-мусковитовые	Топазовые	Кварц-мусковит-биотитовые с примесью актинолита	Кварц-мусковит-альбитовые
Кварц-топаз-циннальдитовые	Топаз-флюоритовые	Мусковит-биотитовые	Микроклин-мусковит-кварцевые
Мусковит-топаз-кварцевые			Мусковит-кварцевые
Мусковит-топазовые			Кварц-хлоритовые
Мусковитовые			Кварц-хлорит-мусковитовые
			Турмалин-хлорит-мусковитовые
			Кварц-мусковитовые
			Мусковитовые
Топазовые			

Примечание. Последовательность расположения сверху вниз отвечает последовательности их образования.

Главные минералогические разновидности грейзенов по составу исходной породы приведены в табл. 28.

Для грейзенов наиболее характерна роговиковая структура, отмечены также гетеробластовая, лепидобластовая, микрогранолепидобластовая, микроочковая и пойкилитовая структуры (Ив. Григорьев, 1953).

Процесс образования грейзенов длительный и обычно расчленяется на ряд стадий. Так, например, Е. Доломанова выделяет восемь стадий: 1) берилло-топазо-кварцевую, 2) берилло-полевошпатовую, 3) касситерит-мусковит-топазовую, 4) турмалин-флюорит-сульфидную, 5) флюорит-альбитовую, 6) кварц-флюорит-хлоритовую, 7) шестоватого кварца с флюоритом, 8) гребенчатого кварца с альбитом.

По форме тел среди грейзеновых месторождений выделяются: 1) штокверки, 2) пологозалегающие плитообразные тела, приуроченные к пологим трещинам гранитных куполов или их контакту, 3) крутопадающие жилообразные тела, приуроченные к трещинам, секущим гранитные купола и накрывающие их породы. Такие залежи имеют протяжение до сотен метров и мощность от десятка сантиметров до десятка метров.

В резко подавляющем большинстве случаев грейзеновые месторождения генетически тесно связаны с интрузиями кислых аляскитовых гранитов средней стадии геосинклиналиного цикла развития. Они свойственны

складчатым областям, возникшим на месте геосинклиналей всех типов, но наиболее характерны они для геосинклиналей типа С и Д. В этих случаях цепи гранитных массивов, вытягивающиеся вдоль срединных поднятий, формируют пояса редкометальных грейзеновых месторождений. Такие пояса герцинского возраста известны в Центральном и Восточном Казахстане, а киммерийского возраста — на Дальнем Северо-Востоке и в Забайкалье. За рубежом к ним относится герцинский пояс Южной Европы и киммерийский пояс Кордильер в Америке; своеобразен пояс Южного Китая, возникший в киммерийское время на активно регенерированной платформе.

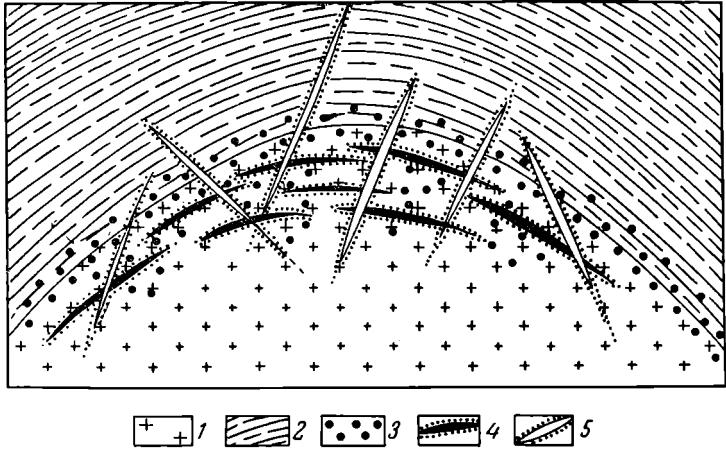


Рис. 144. Схема развития геологической структуры и процесса грейзенизации. По *Ив. Григорьеву* (упрощено)

1 — граниты; 2 — песчаники и сланцы; 3 — предрудная массовая грейзенизация гранитов и вмещающих пород; 4 — жильные и штокерковые грейзены ранней стадии; 5 — жильные грейзены поздней стадии

Грейзеновые месторождения располагаются близ куполовидных выступов гранитов и гранит-порфиров, распространяясь в глубь массивов до 1 км, а в породы кровли на 150—200 м. Гранитные породы пересыщены кремнеземом и глиноземом и дефицитны по кальцию (Ив. Григорьев, 1953). Грейзеновые месторождения образуются только в связи с ультракислыми породами, залегающими в алюмосиликатных породах (песчаники, сланцы, кислые эффузивы и туфы), и не возникают в гранитоидах, внедрившихся в мощные толщи карбонатных пород.

В размещении рудных тел грейзеновых месторождений большую роль играют пологие трещины отдельности гранитных куполов и прорезающие их крутые более поздние тектонические трещины (рис. 144).

Грейзеновые месторождения формировались в ассоциации с редкометальными пегматитами, для которых оптимальная глубина образования определяется в 3—7 км. Таким образом, грейзены принадлежат к достаточно глубинным месторождениям нижней части гипабиссальной зоны. Начальная температура их образования, по данным гомогенизации газожидких включений, обильных для многих грейзенобразующих минералов, достаточно высока и приближается к 600—500°. Характер кривых гомогенизации свидетельствует о большой роли газовой фазы в формировании грейзеновых месторождений, вследствие чего некоторые исследователи относят их к особой пневматолитовой группе (В. Обручев, А. Ферсман, П. Ниггли и др.).

Формирование грейзеновых месторождений происходило под воздействием кислотных растворов, выщелачивающих катионы, с последующим отложением рудных минералов из уже ошелоченных растворов. Этот

процесс протекал при активной роли летучих компонентов, в состав которых, кроме паров воды, входили фтор, бор, литий, перегруппировывающих калий из полевых шпатов в мусковит, выносивших алюминий, магний и натрий и привносивших кремний и редкие металлы. По наблюдениям А. Каленова, при слабой насыщенности растворов щелочами и высокой — кремнеземом происходило в первую очередь разложение калиевых полевых шпатов и замещение их кварцем с последующим замещением мусковитом. При высокой насыщенности калием грейзенизация сразу начиналась с замещения плагиоклазов мусковитом. При высокой насыщенности раствора натрием происходила альбитизация калиевых полевых шпатов с последующим замещением их мусковитом.

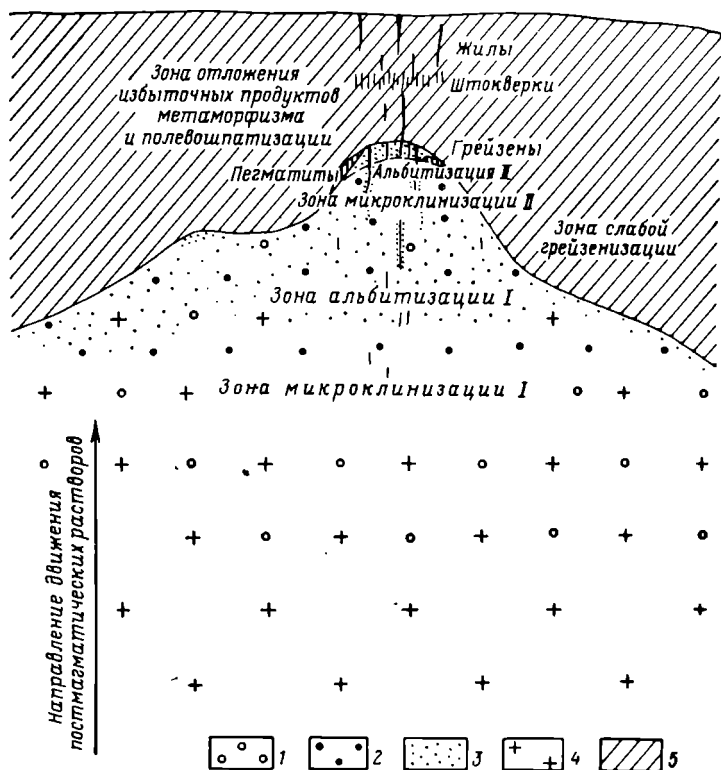


Рис. 145. Схема формирования грейзеновых месторождений в апикулярной части гранитного массива в связи с его альбитизацией. По Г. Щербе

1 — микроклинизация; 2 — альбитизация; 3 — грейзенизация; 4 — гранит; 5 — породы кровли

Формирование грейзенов, как считают Г. Щерба, А. Беус и другие, происходило на фоне первоначальной микроклинизации верхней части гранитных массивов и альбитизации их апикулярных выступов, в процессе которых осуществлялась очистка породы от рассеянных в ней редких элементов, перетлававшихся в грейзеновых телах на контакте с кровлей и в породах кровли (рис. 145).

Вследствие дифференциальной подвижности элементов от рудоподводящей трещины в боковых породах возникала поперечная метасоматическая зональность, пример которой приведен на рис. 128.

Грейзеновые месторождения, с одной стороны, близки к редкометальным пегматитам, а с другой стороны — к высокотемпературным кварцевым, кварц-полевошпатовым, кварц-турмалиновым, кварц-хлоритовым

и другим редкометальным жилам кварцевого парагенезиса, с которыми они встречаются совместно.

Грейзеновые месторождения являются поставщиками олова, вольфрама, молибдена, отчасти висмута. Наиболее распространены месторождения первых трех металлов. Причем известны месторождения как простые, однометалльные, так и комплексные. В последних содержится олово с вольфрамом или вольфрам с молибденом, но олово и молибден совместно, как правило, в грейзенах не концентрируются.

Обычно все эти месторождения находятся совместно на одной территории. Они известны в Центральном и Восточном Казахстане, в Восточном Забайкалье и на Дальнем Северо-Востоке. За границей эти месторождения распространены на Малайском полуострове, о-вах Банка и Биллитон в Индонезии, Южном Китае и КНДР, в Бирме, Сиаме, Австралии, Южной Африке, Аргентине, Чили, Перу, Мексике, на Центральном плато Франции, в Северо-Западной Испании и Северной Португалии, в Рудных горах Центральной Европы.

В качестве примеров грейзеновых образований приводится краткое описание месторождений Караоба и Циннвальд.

К а р а о б а находится в Центральном Казахстане. Здесь, согласно Г. Щербе (1960), эффузивно-пирокластический комплекс пород девона прорван тремя последовательными интрузиями гранитной магмы верхнего палеозоя. Наиболее поздняя интрузия лейкократовых гранитов и явилась источником грейзенового редкометального оруденения. Эрозия срезала самую «макушку» интрузива, имеющую форму гребня, и обнажила площадь гранитов размером $1,8 \times 0,6$ км. По ее периферии среди гранитов и прилегающих эффузивных пород формировалась система тектонических трещин, выполняющаяся по мере ее развития последовательными продуктами постмагматической деятельности (рис. 146).

На центральном участке месторождения установлена следующая последовательность этого процесса: 1) пегматиты, 2) гнезда грейзенов в граните, 3) кварц-полевошпатовые жилы, 4) кварц-касситеритовые и кварц-топазовые жилы, 5) кварц-молибденитовые жилы, 6) внутрирудные дайки аплит-порфиров, 7) кварц-вольфрамитовые жилы, 8) кварц-сульфидные жилы (халькопирит, висмутин, сфалерит, пирротин и др.), 9) жилы гребенчатого кварца, 10) кварц-флюоритовые жилы (все в сопровождении грейзенизации боковых пород), 11) кальцитовые прожилки, 12) альбитовые прожилки, 13) халцедоновые прожилки, 14) цеолитовые прожилки.

Ц и н н в а л ь д (по-чешски Циновец) находится в Рудных горах на границе Чехословакии и ГДР. Оловянно-вольфрамовое оруденение приурочено в основном к пологим жилам, залегающим в выступе аляскитовых гранитов верхнепалеозойского возраста, лишь на короткую дистанцию распространяющихся во вмещающие кварц-порфиры (рис. 147). По исследованиям М. Штемпрока, формированию месторождения предшествовала альбитизация гранитов. После приоткрывания пологих трещин происходило выполнение их кварцем. При последующей интенсивной грейзенизации часть кварца замещалась циннвальдитом, топазом, касситеритом и вольфрамитом. Вслед за тем имел место калиевый метасоматоз, с образованием скоплений адуляра за счет кварца жил и грейзенов. Такие кварц-полевошпатовые жилы ранее принимались за пегматиты. В заключение процесса отложилось некоторое количество сульфидов и барита.

Эндотермальные месторождения. Этот класс объединяет достаточно разнообразные по составу и широко распространенные так называемые среднетемпературные, или мезотермальные месторождения, а также некоторые месторождения, относящиеся к высоко- и низкотемпературным образованиям. Этот класс отличается широким развитием характерных месторождений, в которых преобладает либо кварцевый, либо сульфидный,

либо карбонатный парагенезисы. По преобладающему развитию ведущей минеральной ассоциации в нем намечаются кварцевый, сульфидный и карбонатный подклассы; на роль самостоятельных подразделений могут претендовать также баритовые, флюоритовые и окисно-железные месторождения. В минеральном составе руд первого подкласса доминирует кварц, второго — сульфиды, их аналоги и сульфосоли, третьего — различные карбонаты. Соотношения остальных рудообразующих минералов этих трех главных подклассов показаны на рис. 148. Распространены

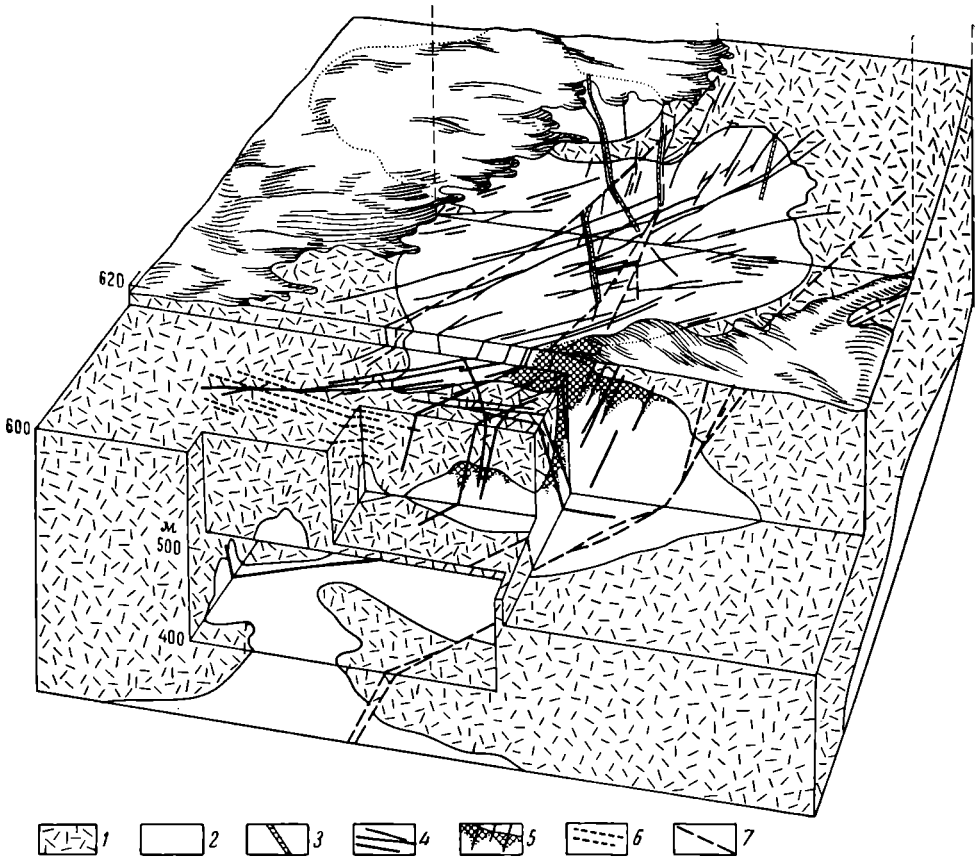


Рис. 146. Блок-диаграмма Карабинского месторождения в Центральном Казахстане
По А. Строганову

1 — туфы и лавы кислого состава нижне-среднедевонского вулканогенного комплекса; 2 — граниты Карабинского интрузивного комплекса позднегерцинского времени; 3 — крутопадающие кварц-вольфрамитовые жилы второй вольфрамородной стадии; 4 — крутопадающие кварц-вольфрамитовые жилы первой вольфрамородной стадии; 5 — грейзеновое рудное тело под покрывной вмещающих интрузив пород; 6 — пологопадающие кварц-молибденитовые жилы; 7 — разрывные нарушения

переходные месторождения кварц-карбонатного, кварц-сульфидного и карбонатно-сульфидного парагенезиса.

Формирование рассматриваемых месторождений, как правило, осуществлялось в несколько стадий. Смена минеральных ассоциаций по стадиям различна, но в ней отмечается общая тенденция к выделению на ранних стадиях окисных соединений (кварц, магнетит, гематит, вольфрамит, касситерит и др.), на средних — происходит массовое выпадение сульфидов, их аналогов и сульфосолей, а на поздних — отлагаются карбонаты (кальцит, доломит, анкерит, сидерит, мангананкерит, магнетит и др.). Иногда выделение карбонатов предшествует сульфидной стадии. Довольно часто отмечается повторное выделение одного и того же минерала на разных

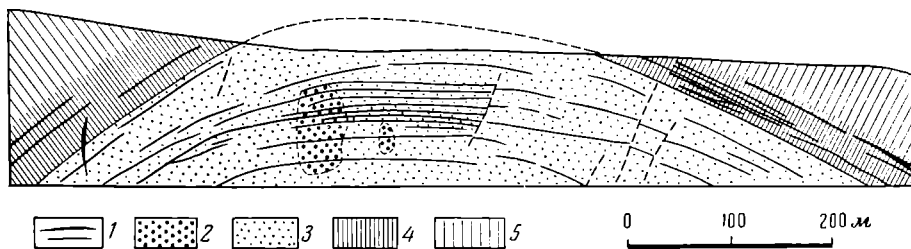


Рис. 147. Геологический разрез грейзенового месторождения Цишовец, Чехословакия. По Х. Цинкайзену и др.

1 — оловянные жилы; 2 — оловоносный грейзен, 3 — гранит; 4 — грейзеспезированный кварц-порфир; 5 — кварц-порфир

	Минералы	Подклассы		
		Кварцевый	Карбонатный	Сульфидный
Жилные	К в а р ц	■		
	К а р б о н а т ы		■	
	Б а р и т		■	
	Ф л ю о р и т		■	
	П о л е в ы е ш л а т ы	■		
	Х л о р и т	■		
	С е р и ц и т	■		
	Т у р м а л и н	■		
Сульфиды и их аналоги	П и р и т	■		■
	П и р р о т и н	■		■
	М а р к а з и т	■		■
	Х а л ь к о п и р и т	■		■
	Х а л ь к о з и н	■		■
	Б о р н и т	■		■
	С ф а л е р и т	■		■
	Г а л е н и т	■		■
	М о л и б д е н и т	■		■
	А р с е н о п и р и т	■		■
	В и с м у т и н	■		■
	Со и Ni сульфиды и арсениды	■		■
Сульфосоли	Б л е к л ы е р у д ы	■		■
	С у л ь ф о с о л и Рb	■		■
	С у л ь ф о с о л и Ag	■		■
	С у л ь ф о с о л и Sn и Ge	■		■
Кислородные соединения	Г е м а т и т	■		■
	К а с с и т е р и т	■		■
	У р а н о в а я с м о л к а	■		■
	В о л ь ф р а м и т	■		■
	Ш е е л и т	■		■
Элементы	З о л о т о	■		■
	В и с м у т	■		■

Рис. 148. Распространение важнейших рудообразующих минералов в подклассах эндотермального класса. (Широкая полоса — широко распространенные, средняя — распространенные, узкая — слабораспространенные)

стадиях процесса. Обычно такие минералы разных генераций различаются по их габитусу и содержанию элементов-примесей.

Отложение нескольких генераций одного минерала называется р е к у р р е н ц и е й. Повторение условий рудообразования на последовательных стадиях гидротермального процесса, например, возрождение его с высокотемпературного уровня после падения температуры к концу предыдущей стадии называется р е ю в и н а ц и е й.

Образование месторождений рассматриваемого класса сопровождается отчетливым изменением боковых пород. Особенно характерна серицитизация с развитием тонкочешуйчатых агрегатов бесцветной слюды, отличающихся от крупнопластинчатых скоплений мусковита месторождений грейзенового класса. Кроме того, распространены: хлоритизация, окварцевание, доломитизация, лиственитизация, серпентинизация, флюоритизация, пиритизация, гематитизация.

Для эндотермального класса наиболее типичны гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, панидиоморфнозернистая, ксеноморфнозернистая, порфириовидная, эмульсионная, пластинчатая, зональная, решетчатая и сетчатая структуры руд.

Среди этих месторождений в равной степени распространены: 1) тела, отложенные в пустотах, 2) сформированные метасоматически и 3) смешанные залежи, часть которых образована отложением минеральной массы в пустотах, а другая часть — под воздействием метасоматоза. Для них характерно чрезвычайное разнообразие формы рудных тел, определяемой составом вмещающих пород и тектонической структурой. Известны изометричные, плоские и трубообразные залежи, согласные с вмещающими породами и секущего типа. Размеры их колеблются в широких пределах — от нескольких метров до десятков километров по максимальному направлению. Типичны месторождения с большим количеством рудных тел. Например, на Березовском кварц-пирит-золотом месторождении в пределах нескольких сотен даек насчитывается более 70 тысяч маломощных рудных жил.

Резко подавляющее количество месторождений эндотермального класса образовано на заключительной стадии геосинклинального цикла развития в парагенетической ассоциации с малыми интрузиями геосинклиналей всех типов, особенно В, С, и D. Месторождения этого класса, связанные с плагиигранитами и плагсиенитами ранней стадии, а также с батолитическими интрузиями гранитоидов средней стадии, не столь существенны.

Они формировались в главной своей массе в условиях гипабиссальной зоны на глубине от 1 до 5 км. Начальная температура процесса минералообразования, как показывают минералы-термометры и газовой-жидкие включения, достигала 500 и более градусов, но в большинстве месторождений была близка к 400—300°, затем она постепенно падала и к концу процесса опускалась до 100—50°. Отложение руд происходило в основном из жидкой фазы.

Среда минералообразования, судя по минеральным ассоциациям и характеристике газовой-жидких включений, с самого начала гидротермального процесса была слабокислой или нейтральной, а к концу его обычно имела нейтральную или слабощелочную реакцию. На ранних стадиях этого процесса преобладал режим кислорода, на средних — серы, с повышением химической активности этого элемента к середине сульфидной стадии рудообразования, сменявшейся обычно углекислым режимом карбонатной стадии. В месторождениях кварцевого подкласса наибольшая концентрация минеральной массы происходила на ранней кислородной стадии, в месторождениях сульфидного подкласса максимум минералообразования соответствовал средней серной стадии, а в месторождениях карбонатного подкласса основная часть руды отлагалась в позднюю углекислую стадию.

Образования кварцевого парагенезиса охватывают месторождения: 1) кварц-золотые (Колар в Индии, Материнской жилы в Калифорнии, на Сибирской и Канадской платформах и др.); 2) кварц-арсенопирит-золотые (Кочкарь на Южном Урале и др.); 3) кварц-пирит-золотые (Березовское на Урале и др.); 4) кварц-турмалин-золотые (Дмитриевское, Ключевское в Забайкалье); 5) кварц-молибденитовые (Чикой, Умальта в Сибири, Клаймакс в США и др.); 6) кварц-халькопиритовые (Коунрад в Казахстане, Алмалык в Узбекистане, Каджаран в Армении, Миами, Ахо и другие в США); 7) кварц-энаргитовые (Бьютт в США, Цумеб в Африке); 8) кварц-шеелитовые (Бурановское на Урале, Селемджа в Сибири и др.); 9) кварц-шеелит-золотые (Колыма); 10) кварц-висмутиновые (Адрасман в Узбекистане); 11) кварц-уранинитовые; 12) кварц-гематитовые (Шварцвальд в ГДР); 13) кварц-баритовые (Медведевское на Урале и др.); 14) горного хрусталя (СССР и Бразилия).

Таким образом, среди образований кварцевого подкласса наибольшее значение имеют месторождения золота, молибдена, меди, отчасти вольфрама, висмута, урана, а из неметаллических ископаемых — барита и горного хрусталя (пезоокварца). Для большинства из них типична жильная форма. Медные и молибденовые месторождения, кроме того, известны в форме штокверков, формирующих так называемые медно-порфировые руды во вторичных кварцитах.

К о ч к а р с к о е кварц-арсенопирит-золотое месторождение Южного Урала может служить примером жильных образований. На этом месторождении известно свыше 1000 жил, приуроченных к массиву плагиогранитов, но генетически связанных с интрузией более молодых, верхнепалеозойских микроклиновых гранитов, расположенных западнее (рис. 149). По данным И. Чупилина, Г. Шавкина, Н. Бородаевского и других геологов, история формирования этого месторождения рисуется следующим образом. После раскristаллизации плагиогранитов они были разбиты системой трещин, преимущественно субширотной ориентировки. Эти трещины были выполнены дайками альбитофиров и диабазов. Под воздействием последующей интрузии микроклиновых гранитов большинство даек было метасоматически перекристаллизовано и микроклинизировано. В предрудную стадию произошло рассланцевание большинства даек, приоткрытие трещин как вдоль них, так и в междайковом пространстве. Эти зоны рассланцевания и тектонические трещины были выполнены гидротермальными кварцевыми жилами. При этом метасоматические изменения и рассланцованные дайки были дополнительно биотитизированы, эпидотизированы, хлоритизированы, карбонатизированы, окварцованы и сульфидизированы, превратившись в характерную породу бурого цвета, получившую местное название «табашка».

Таким образом, система трещин, выполненных жилами, копирует более древнюю дайковую систему. В процессе рудообразования выделяются стадии: 1) рудного кварца, 2) сульфидов, 3) молочного безрудного кварца, 4) цеолитов. В составе руд насчитывается 72 минерала. Среди них главным образом является кварц двух генераций, а из рудных — арсенопирит и отчасти пирротин и пирит. Кроме того, известны магнетит, молибденит, шеелит, кобальтин, висмутин, самородный висмут, тетрадимит, тетраэдрит, бурнонит, сфалерит, халькопирит, галенит, джемсонит, а из нерудных — апатит, серицит и турмалин (двух генераций) и др. Основная масса золота отложилась в сульфидную стадию.

К л а й м а к с в штате Колорадо (США) может быть примером штокверковых месторождений. Это крупнейшее в мире месторождение молибденовых руд с запасами молибдена более 1 млн. *t* при среднем содержании 0,4% находится среди докембрийских гранитов, гнейсов и кристаллических сланцев, отделенных сбросом Москито от площади распространения осадочных пород каменноугольного возраста. Вдоль сброса вnedрились штоки третичных кварцевых монзонит-порфиров, с гидротер-

мальными дериватами которых и связано кварц-молибденитовое оруденение.

Месторождение имеет зональное строение (рис. 150). Ядро его сложено сильно раздробленными окварцованными породами с ничтожным

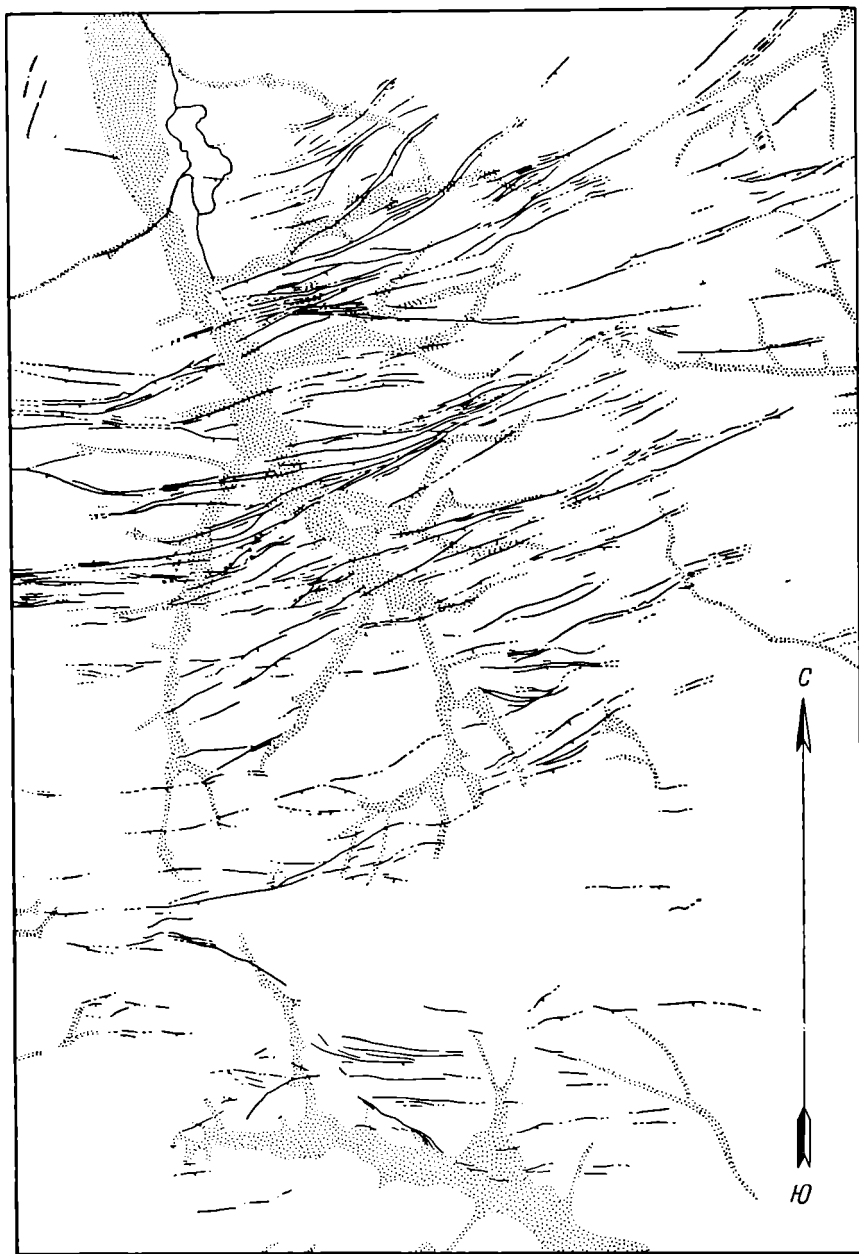


Рис. 149. Схема расположения жил месторождения Кочкарь. По И. Чупилину.
Крап — площади распространения аллювиальных россыпей

содержанием молибдена. Вокруг кварцевого ядра размещается зона промышленных молибденовых руд кольцеобразной формы шириной от 100 до 300 м, прослеженная пока на глубину 400 м. Она состоит из раздробленных вмещающих пород, рассеченных прожилками. Эти прожилки формировались в три стадии: 1) кварц-молибденитовую, 2) кварц-пирит-топазовую, 3) топаз-серицитовую. Из рудных минералов, кроме широко

развитых молибденита и пирита, встречаются вольфрамит, касситерит и монацит. Вмещающие породы калишпатизированы, окварцованы и серицитизированы. Они постепенно по периферии рудного кольца переходят в первичные гидротермально неизменные породы.

Образования сульфидного парагенезиса включают в качестве характерных следующие месторождения: 1) галенит-сфалерит-халькопирит-пиритовые (Рудный Алтай, Садон на Кавказе, Нерчинское в Забайкалье, Фрейберг в ГДР, Радопы в Болгарии и многие другие); 2) галенит-сфалерит-пирит-баритовые (Салаир); 3) сульфидно-настурановые (галенит-сфалеритовые, молибденитовые, халькопиритовые, марказитовые с урановой смолкой); 4) так называемые «пятиэлементной формации» (Co—Ni—Bi—Ag—U), состоящие в основном из арсенидов кобальта и никеля, самородного серебра и висмута; 5) арсенидов и сульфоарсенидов никеля, кобальта и железа (Кобальт в Канаде, Чимбастау на Алтае, Акол в Западном Саяне и др.); 6) арсенидопиритовые (Запакровское в Забайкалье, Брич-Мулла в Средней Азии и др.); 7) касситерит-галенит-сфалеритовые (Хапчеранга в Забайкалье, Синанча, Приморское на Дальнем Востоке и др.); 8) касситерит-хлорит-пирротинитовые (Омсукчанский комплекс Колымы); 9) ферберит-антимонитовые (Ноцара в Грузии, Ново-Ивановское в Забайкалье, Баульдер Каунти в США, Ла Либертад в Перу и др.).

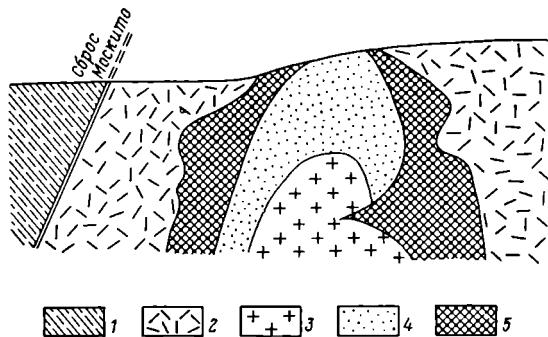


Рис. 150. Схематический геологический разрез месторождения Клаймакс. По Вандервальду

1 — осадочные породы карбона; 2 — граниты и гнейсы докембрия; 3 — третичные кварцевые моноклит-порфиры; 4 — безрудное кварцевое ядро; 5 — рудная зона

Таким образом, среди образований сульфидного подкласса наибольшее значение имеют месторождения свинца, цинка, серебра, мышьяка, отчасти молибдена, меди, висмута, кобальта, никеля, олова, вольфрама и сурьмы, а из нерудных — барита. Они имеют жильную и более неправильную форму сплошных и вкрапленных руд, обусловленную метасоматозом. В качестве их примера приводится краткая характеристика полиметаллических месторождений Рудного Алтая и месторождений пятиэлементной формации Рудных гор.

Рудный Алтай сосредоточивает в своих недрах известные месторождения свинцово-цинковых руд. Они залегают среди осадочно-вулканогенных пород среднего и верхнего девона, прорванных верхнекаменноугольными (змеиногорскими), нижнепермскими (калбинскими) гранитоидами и верхнепермскими малыми интрузиями, гидротермальными дериватами которых они и являются. Среди них, по данным Д. Горжевского, П. Иванкина, Г. Яковлева и других геологов, выделяются месторождения преимущественно пиритовые, халькопиритовые, галенит-сфалерит-халькопирит-пиритовые и галенитовые. По Г. Яковлеву, они образовались в семь стадий (рис. 151), которым свойственны соответствующие парагенетические минеральные ассоциации, указанные в табл. 29. Размещение руд различного состава в контурах рудного тела изображено на рис. 152.

Рудные горы являются районом распространения наиболее характерных месторождений пятиэлементной формации. Они представлены пучками жил в зонах сбросов, опирающихся главного разлом (рис. 153). Согласно Ю. Дымкову, минералонакопление в месторождениях Рудных гор развивалось в четыре главные стадии: 1) силикатно-окисную, 2) кварц-сульфидную, 3) кварц-карбонатно-настурановую и 4) флюорит-барит-

арсенидную (рис. 154). Образование месторождений пятиэлементной формации происходило в течение второй, третьей и четвертой стадий.

К образованиям карбонатного парагенезиса относятся месторождения: 1) сидеритовые (Бакал на Урале, Эрцберг в Австрии,

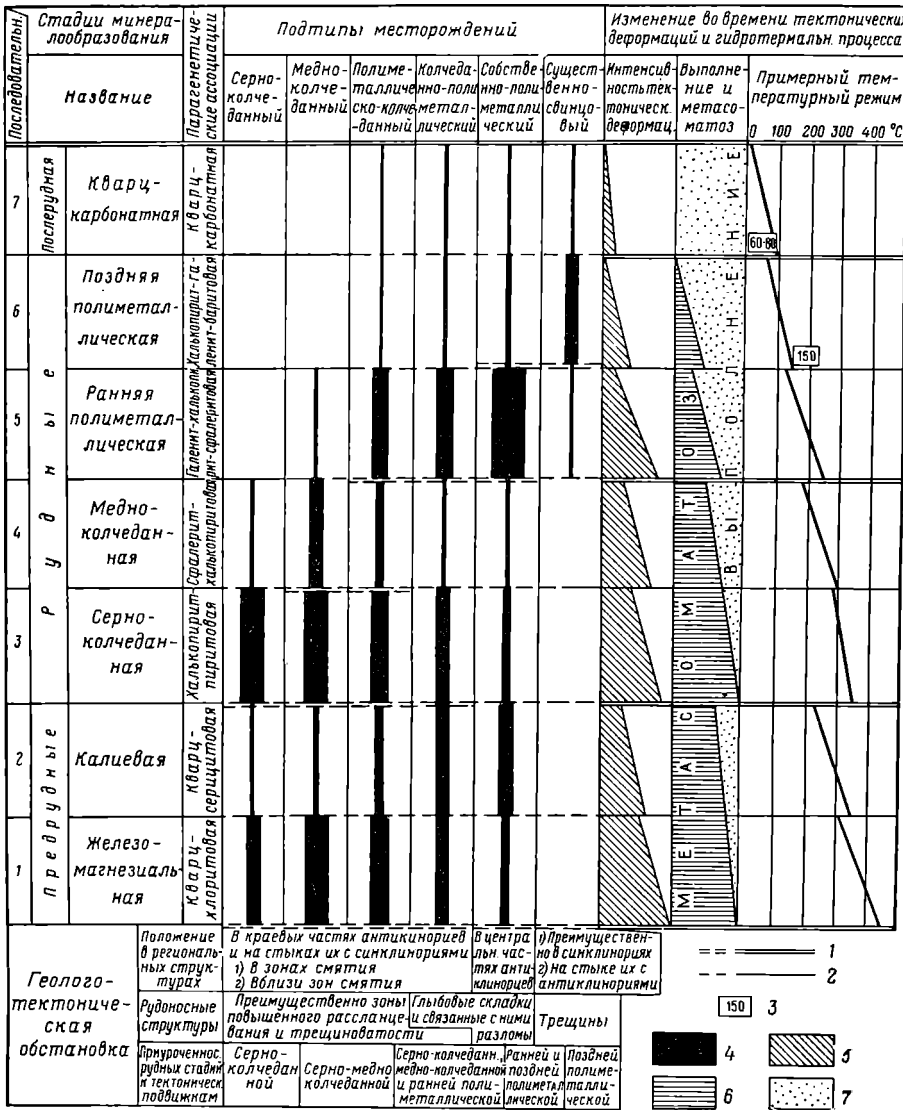


Рис. 151. Схема формирования полиметаллических месторождений Рудного Алтая в зависимости от проявлений стадий минералообразования в разной тектонической обстановке. По Г. Яковлеву

1—2 — тектонические подвижки: интенсивные (1), слабые (2); 3 — температура гидротермальных растворов, приведенная на основании изучения газовой-жидких включений (данные М. Хисамутдинова и А. Ткачук); 4—7 — интенсивность: стадии минералообразования (4), тектонических деформаций (5), метасоматоза (6), выполнения (7)

Зигерлянд в ФРГ и др.); 2) родохрозитовые и родохрозит-родонитовые с окислами марганца (Бьютт в США и др.), 3) магнетитовые (Сатка на Урале); 4) кальцит-тремолит-талыковые. Таким образом, в этот подкласс входят значительные месторождения железа и магния, а также некружные месторождения марганца и талька.

Сатка на Урале может служить их примером. Две полосы рудных тел этого месторождения расположены среди метаморфизованных

Парагенетические ассоциации полиметаллических месторождений Рудного Алтая

№ п/п	Название парагенетической ассоциации	Минералы	
		рудные	нерудные
1	Кварц-хлоритовая	Пирит	Хлорит Кварц Карбонат Актинолит Эпидот
2	Кварц-серицитовая	Пирит	Серицит Кварц Мусковит Микроклин Адуляр
3	Халькопирит-пиритовая	Пирит Пирротин Арсенопирит Халькопирит	Кварц Хлорит Серицит
4	Сфалерит-халькопиритовая	Халькопирит Сфалерит Пирротин Пирит	Кварц Хлорит Серицит
5	Галенит-халькопирит-сфалеритовая	Сфалерит (Вюрцит) Халькопирит Галенит Пирит	Барит Кварц Серицит Хлорит
6	Халькопирит-галенит-баритовая	Галенит Халькопирит Халькозин Борнит Пирит Сфалерит Блеклая руда Штроемейрит Энарцит Пираргирит Теллуриды Pb, Ag, Au Самородные Ag, Au	Барит Кварц Кальцит Альбит Хлорит Адуляр Гипс
7	Кварц-карбонатная		Карбонат Кварц Цеолиты Гипс

Примечание. Типоморфные минералы набраны жирным шрифтом.

мергелей и доломитов силура. Рудные тела имеют форму согласных, слабо-нарушенных, пластообразных залежей кристаллического магнезита, прорванных дайками диабаза (рис. 155). Они рассматриваются как метасоматические образования, сформированные под воздействием магнийсодержащих горячих растворов на пласты карбонатных пород. Не исключено, что Саткинское месторождение представляет собой первичноосадочные скопления аморфного магнезита, позднее, вследствие метаморфических процессов, превращенные в кристаллическую массу.

Кроме достаточно разнообразных месторождений кварцевого, сульфидного и карбонатного подклассов, могут выделяться месторождения:

1) баритовые и виверитовые (Салаир, Грузия); 2) фенакит-флюоритовые (Дальний Восток); 3) апатитовые (Кассерес в Испании); 4) графитовые (Цейлон). Особое положение занимают месторождения хризотил-асбеста, формирующиеся под воздействием гидротермальных растворов, приносящих SiO_2 и CO_2 в среду железо-магнезиальных силикатов (оливин, энстатит) ультраосновных пород или SiO_2 и MgO в карбонатные породы.

Телетермальные месторождения. Месторождения этого класса достаточно отчетливо выделяются по следующим признакам: 1) они находятся на площадях развития осадочных формаций с отсутствием активных изверженных пород, гидротермальными дериватами которых они могли бы являться, 2) для них типична пластовая форма рудных тел, 3) такие тела занимают строго выдержанную стратиграфическую позицию в мощной толще осадочных пород, 4) им не свойствен отчетливый контроль оруденения по

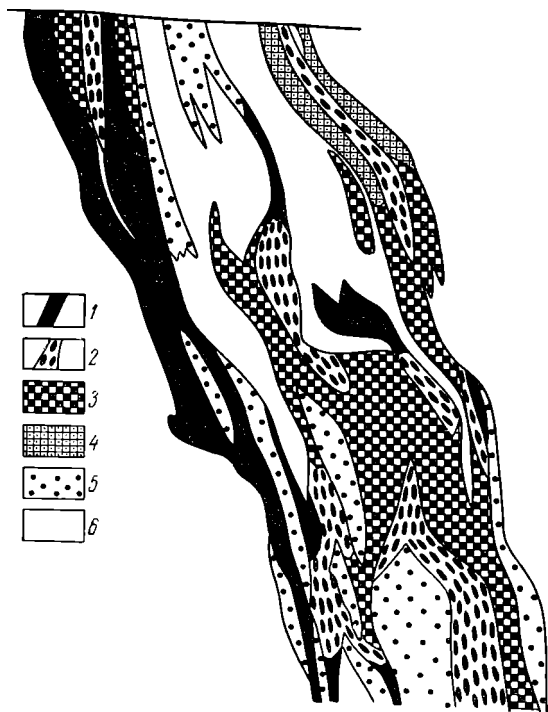


Рис. 152. Характер размещения руд в поперечном разрезе Березовского месторождения в блоке 40. По А. Гольдфельду (из П. Иванкина)

1 — богатая массивная полиметаллическая руда с низким содержанием меди; 2 — серноколчеданная полиметаллическая полосчатая руда; 3 — серноколчеданная медно-цинковая полосчатая руда; 4 — серноколчеданная медная массивная руда; 5 — цинковая и медно-цинковая вкрапленная руда; 6 — вмещающие породы

разломам, 5) они обладают сравнительно простым минеральным составом руды. Рудные тела этих месторождений нередко повторяются в разрезе, образуя многоэтажные месторождения, обычно обладающие широким площадным распространением, достигающим нескольких километров и даже десятков километров. Они формировались на заключительной стадии геологического развития геосинклиналей всех типов, на переходе к платформенному режиму (Центральный Казахстан) и даже в платформенных условиях (Сибирская, Северо-Американская и Африканская платформы).

Генезис телетермальных месторождений представляет одну из остродискуссионных проблем теории рудообразования. Значительная часть геологов склонна рассматривать их как первичноосадочные, сингенетичные месторождения, претерпевшие последующие изменения той или иной степени (В. Домарев, М. Константинов, В. Попов, Г. Сапожников,

Ж. Амштуц, А. Грей, В. Гарлик, Г. Кинг, А. Маухер, О. Эльснер, П. Рутье и др.). В пользу такой точки зрения они приводят данные о пластовом, стратиграфическом характере рудных залежей, не обнаруживающих видимой связи с секущими рудоподводящими каналами и магматическими породами.

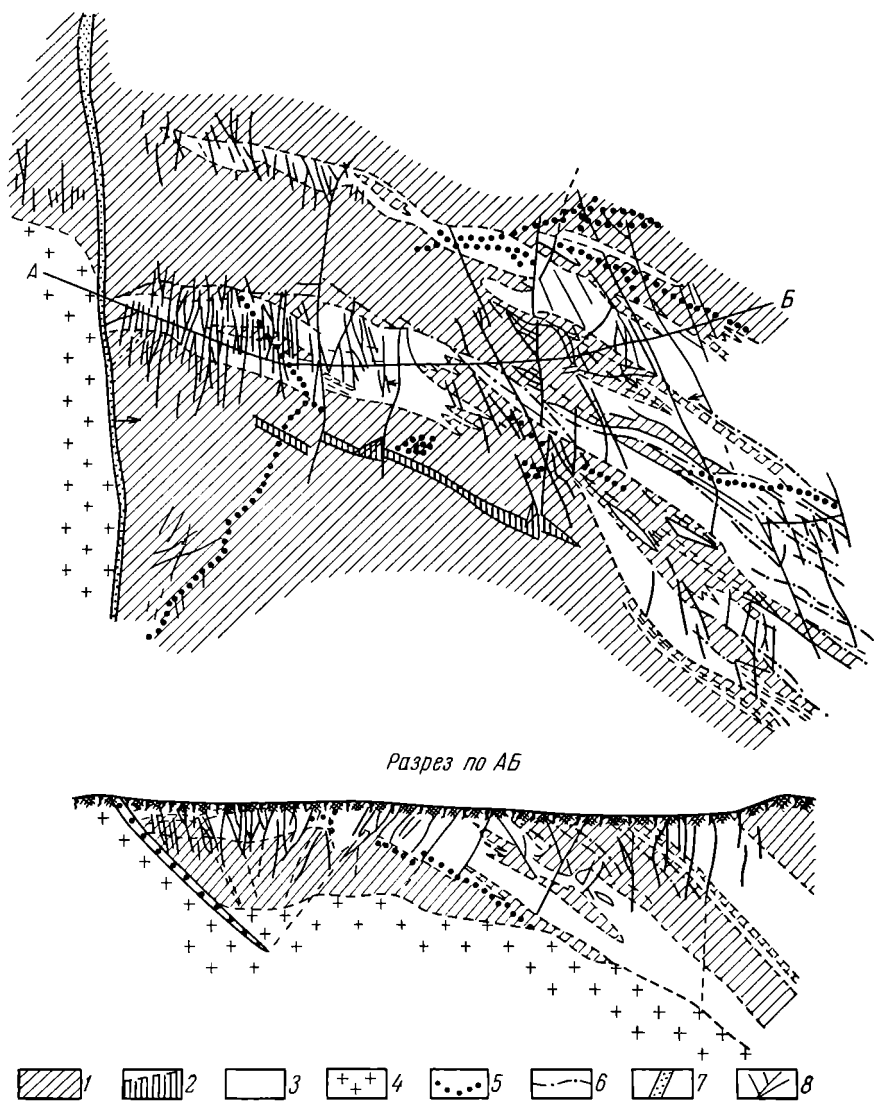


Рис. 153. Месторождение пятиэлементной формации, представленное пучками сближенных жил в зонах сбросов, оперяющих главный разлом. По Д. Суражскому
 1 — кварц-сланцевые сланцы; 2 — кварциты; 3 — амфиболиты и диабазы; 4 — граниты; 5 — керсантиты; 6 — послойные нарушения; 7 — рудоконтролирующий разлом; 8 — рудные жилы

Однако большинство исследователей считают их эпигенетическими, гидротермальными образованиями, связанными с залегающими на глубине и не вскрытыми эрозией массами изверженных горных пород. Этот взгляд аргументируется следующими положениями:

- 1) отсутствием увязки в размещении месторождений с изменением фаций рудоносных осадочных пород;
- 2) наличием на некоторых месторождениях наряду с пластовыми секущими рудными тел;

- 3) гидротермальным изменением боковых пород, проявленным окварцеванием, доломитизацией, серицитизацией и каолинизацией;
- 4) агрессивным характером рудообразования, приводящим к возникновению брекчий растворения и отчетливому метасоматозу;
- 5) формированием руд на некоторых месторождениях в несколько стадий, разделенных перерывом минералонакопления, иногда отличающихся по составу минеральных парагенезисов;
- 6) сравнительно высокой температурой минераловыделения, определяющейся по данным гомогенизации газовой-жидких включений, обычно в 200—100—70°.

Высказываются также точки зрения об инфильтрационном происхождении телетермальных месторождений под воздействием подземных вод глубокой циркуляции (А. Германов и др.).

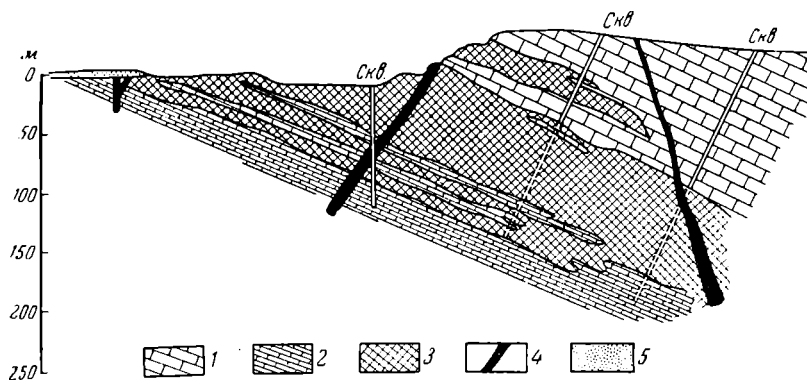


Рис. 155. Геологический разрез Саткинского месторождения магнетита.
По П. Татаринкову

1 — известняк; 2 — доломит; 3 — магнетит; 4 — дайки диабазы; 5 — современные отложения

По гидротермальной гипотезе генезиса телетермальных месторождений подавляющая часть их формировалась на глубине от нескольких сотен метров до первых километров, т. е. в условиях верхней части гипабиссальной и нижней части приповерхностной зон. Начальная температура выделения рудообразующих минералов (сфалерит, кварц, флюорит, кальцит) некоторых телетермальных месторождений, по данным исследования гомогенизации газовой-жидких включений, выполненных Н. Ермаковым, Г. Грушкиным и В. Ньюхаузом, достигает 250°, обычно же она не превышает 200°.

К телетермальным относятся: 1) борнит-халькопиритовые месторождения меди в пластах песчаников (так называемые «медистые песчаники» Джезказгана в Казахстане — рис. 156, Замбии и Конго (со столицей Леопольдвиль) в Африке, Болео в Мексике и др.); 2) галенит-сфалеритовые месторождения свинца и цинка обычны в карбонатных породах (Каратау в Центральном Казахстане — рис. 157, Киргизия, долина Миссисипи — Миссури в США, Австрия, Бельгия, Болгария, Польша, на северном, западном и восточном побережьях Африки и в других местах), 3) антимонитовые и киноварные месторождения сурьмы и ртути (Кадамджай, Хайдаркан — рис. 158 в Средней Азии, Никитовка в Донбассе и другие в СССР, Альмаден в Испании, Идрия в Югославии и др.); 4) флюоритовые месторождения (Такоб, Аурахмат в Средней Азии, Амдерма на Полярном Урале, долины рек Миссисипи — Миссури в США и др.); 5) реальгар-аурипигментовые месторождения (Джульфа, Лухуми в Закавказье и др.). В недрах этих месторождений сосредоточены запасы меди, свинца, цинка, сурьмы, ртути и плавикового шпата.

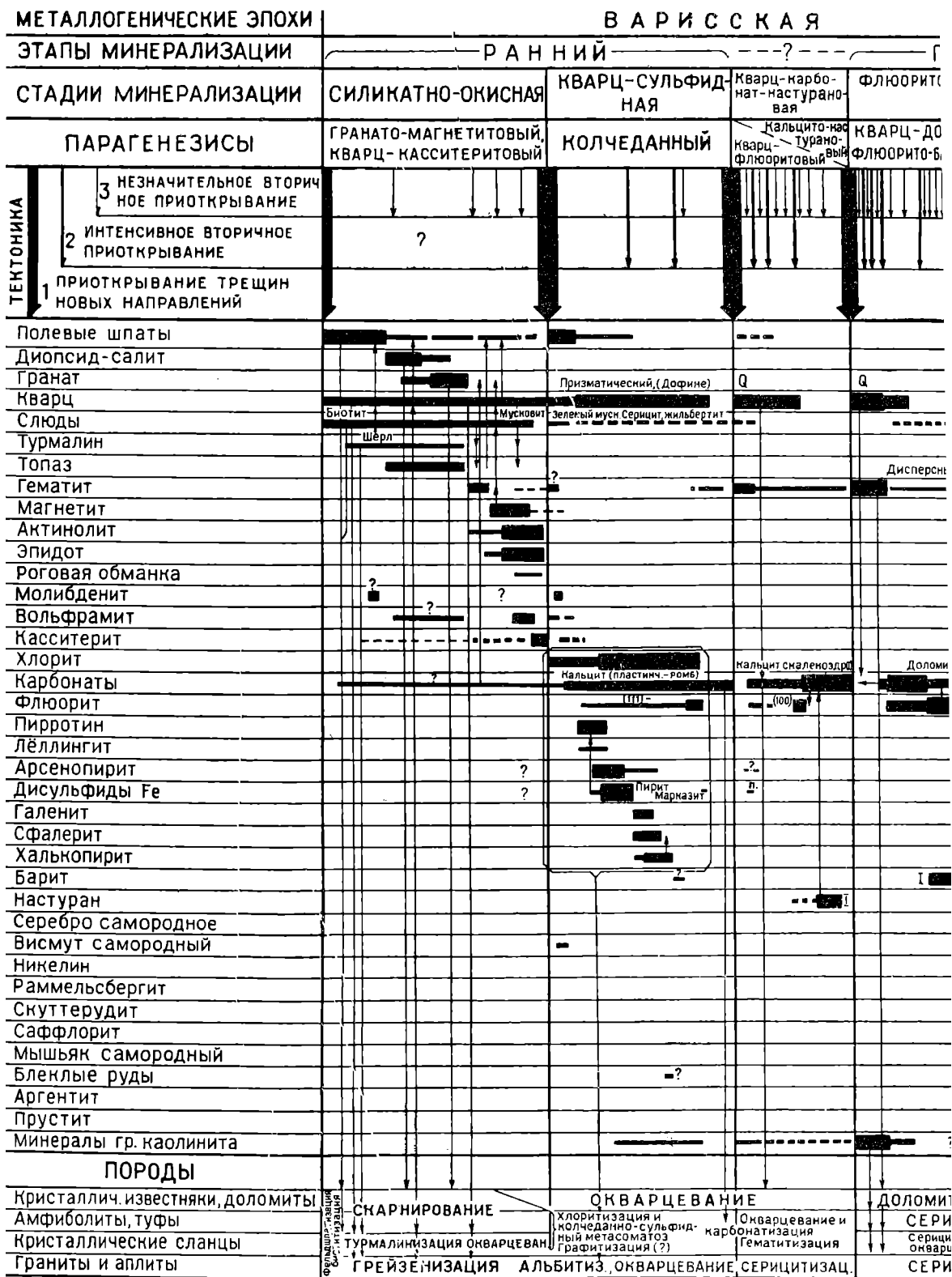
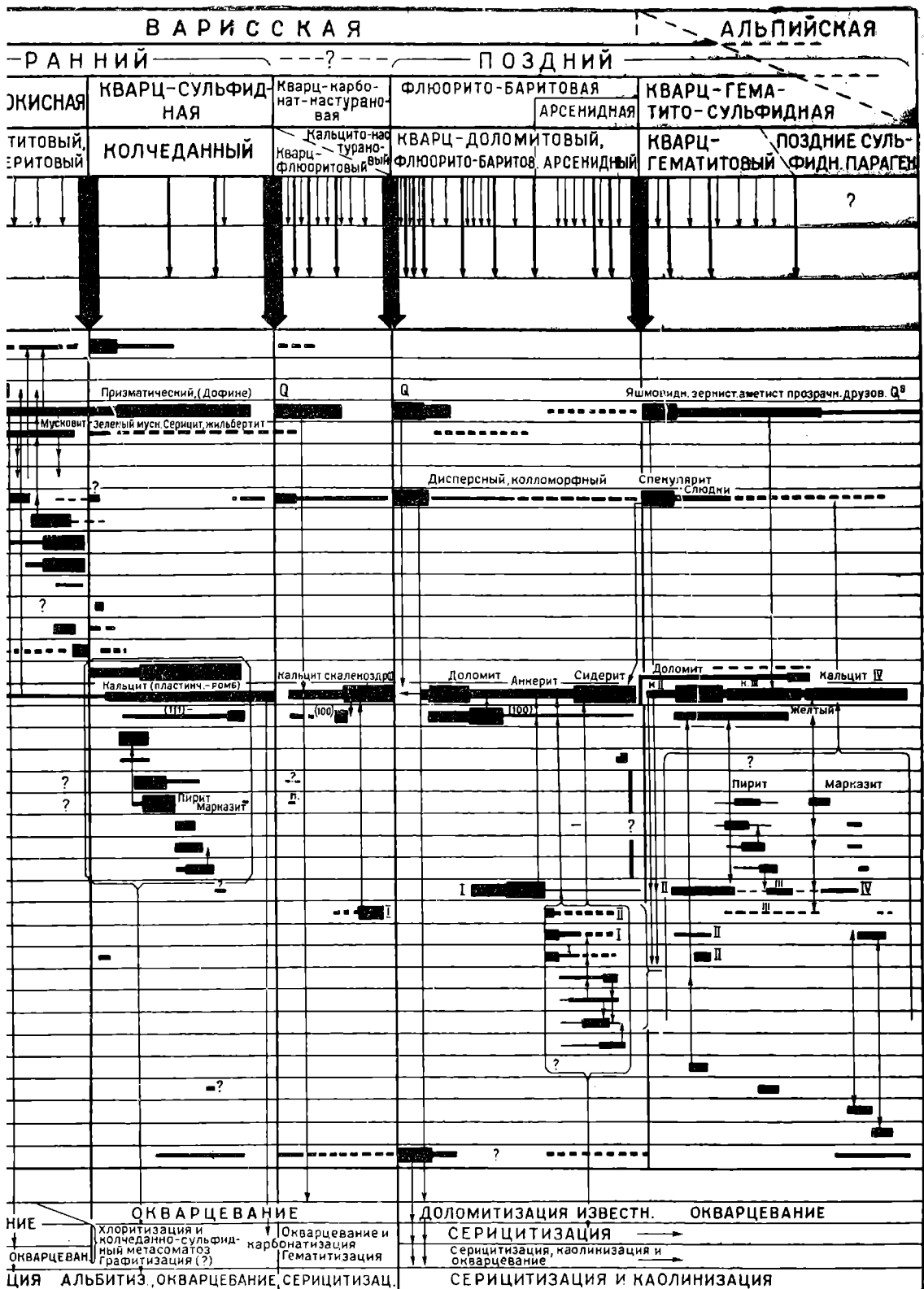


Рис. 154. Схема последовательности образования минералов в месторождениях Руды



пости образования минералов в месторождениях Рудных гор. По Ю. Дымкову

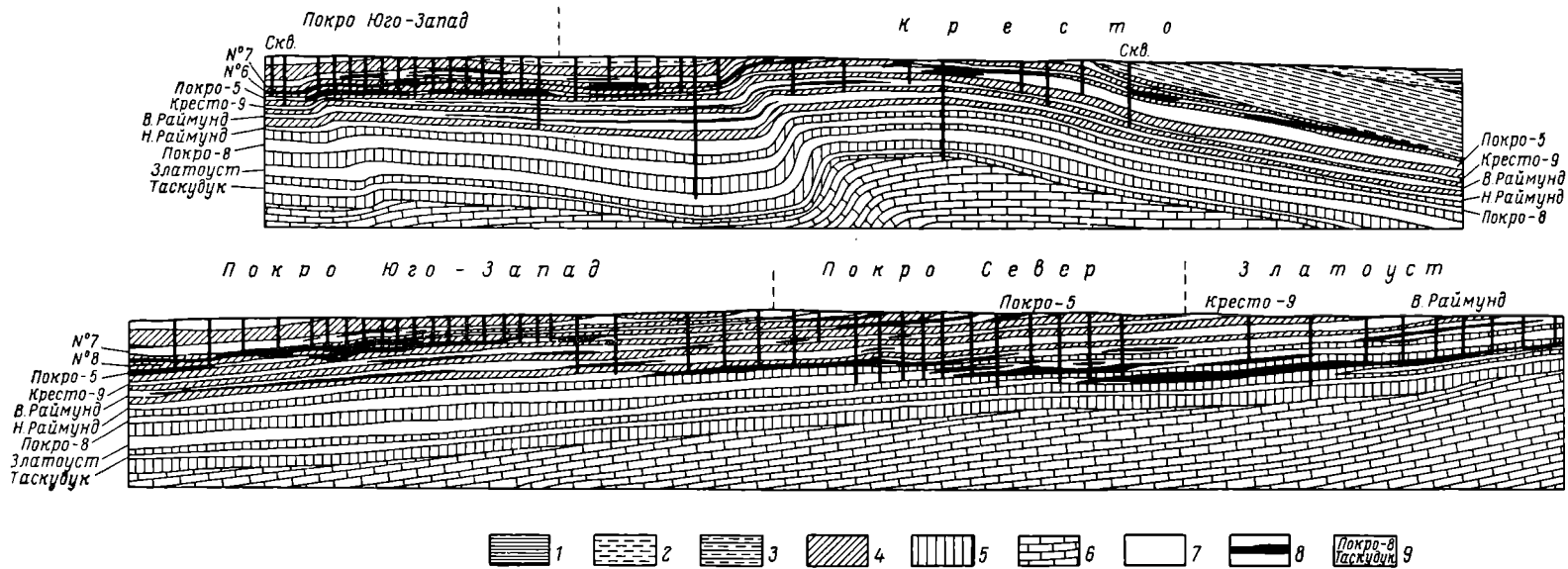


Рис. 156. Схематические геологические разрезы через Центральное рудное поле Дзезказганского месторождения. По В. Попову

1 — мезозойские и третичные отложения; 2 — пестроцветная пермская толща (P_1); 3 — красноцветная пермская толща (жиделийская свита — P_1); 4 — верхний отдел дзезказганской свиты (C_3); 5 — нижний отдел дзезказганской свиты (C_2); 6 — песчаники и известняки визе (C_1); 7 — серые кварц-полевошпатовые рудоносные песчаники; 8 — руда; 9 — наименование рудоносных горизонтов.

Колчеданные месторождения. Выделение колчеданных месторождений в самостоятельный класс вполне возможно. Во всем мире они залегают среди толщ осадочно-вулканогенных пород спилит-кератофирового состава

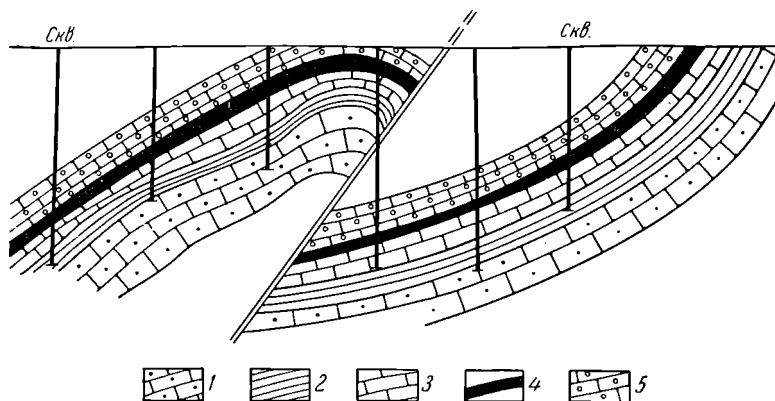


Рис. 157. Поперечный разрез телотермального месторождения свинцово-цинковых руд хр. Каратау в Казахстане

1 — известняки нижнего комковатого горизонта; 2 — известняки нижнего лептчного горизонта; 3 — известняки ячеистого горизонта; 4 — руда в известняках второго лептчного горизонта; 5 — известняки среднего комковатого горизонта

и обладают сходной минералогией. Минеральный состав всех колчеданных месторождений, вне зависимости от того, представлены они массивной или вкрапленной рудой, отличаются обилием пирита, с которым ассоциируются чаще всего халькопирит, борнит, сфалерит, энаргит, реже галенит,

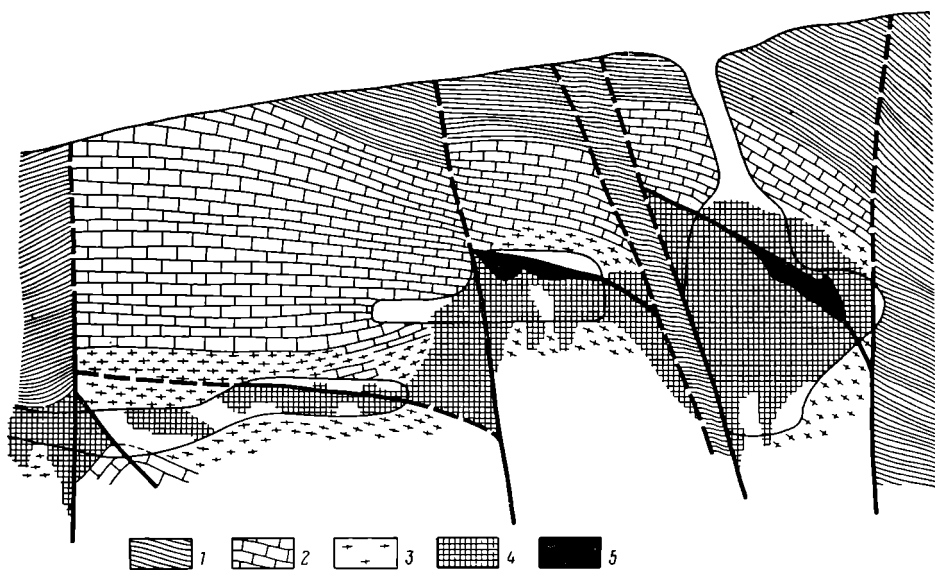


Рис. 158. Детали строения главного рудного тела месторождения Хайдаркан в Средней Азии

1 — сланцы; 2 — известняки; 3 — джеспериоды; 4 — руда рядовая; 5 — руда богатая

арсенопирит, блеклые руды и др. Нерудные минералы развиты слабее и представлены баритом, кварцем, простыми карбонатами, серицитом. Отмечается зональное строение некоторых рудных тел по их мощности. При этом обычно с одного бока сосредоточивается пирит (серноколчедан-

ная руда), а с другого — халькопирит (медноколчеданная руда) или другие минералы.

По минеральному составу среди колчеданных месторождений можно выделить залежи или их части, сложенные серноколчеданной, медноколчеданной, медно-цинк-колчеданной, а иногда также колчеданно-полиметаллической рудой. Изменение боковых пород, вмещающих колчеданные залежи, выражается чаще всего в хлоритизации, серицитизации, окварцевании и сульфидизации (образовании окаймляющих массивные рудные тела зон сульфидной вкрапленности).

Колчеданные месторождения всюду приурочены к субмаринным вулканогенным породам геосинклинальных трогов ранней стадии геологического цикла развития, свойственных геосинклиналям типа А и В. Вместе с ними они формируют офиолитовые пояса с цепями колчеданных залежей. Внутри этих поясов колчеданные месторождения обычно ассоциируются с центрами излияния альбитофировых лав и субвулканическими телами кварцевых альбитофиров.

Форма и строение рудных тел рассматриваемых месторождений соответствуют степени метаморфизма вмещающих пород. В породах сильно измененных, прошедших стадию зеленокаменного метаморфизма и превращенных в различные сланцы, колчеданные залежи имеют уплощенную форму пластообразных тел, линз, лентовидных скоплений и жил, сложенных рудой сланцеватой текстуры и бластокристаллической структуры. В породах, менее метаморфизованных, сохранивших первичный эффузивный облик, колчеданные залежи обычно имеют форму изометричных или вытянутых на глубину штоков, сложенных рудой колломорфного строения. Размеры их по наибольшему направлению достигают сотен метров и даже километров. Так, например, линзообразное тело месторождения Рио Тинто в Испании имеет длину около 2000 м, мощность до 300 м и прослежено в глубину на 600 м.

Ранее существовала точка зрения о генетической связи колчеданных месторождений с плагιοгранитами ранней стадии и даже с гранитами средней стадии геосинклинального цикла развития. А. Заварицкий в 1936 г. представил убедительные соображения о генетической связи колчеданного оруденения с магматическими очагами, деятельность которых обусловила образование рудовмещающих спилит-кератофиров и их туфов. С тех пор эти представления являются господствующими. Колчеданные месторождения рассматриваются как продукты восходящих минерализованных газогидротермальных потоков, генерированных глубинными магматическими очагами, питавшими лаво- и туфообразование.

В общем ходе раннегеосинклинальной и магматической деятельности обычно выделяется несколько вулканических циклов. Наиболее интенсивное колчеданное рудообразование происходит в конце каждого или нескольких вулканических циклов, каждый раз после излияния наиболее кислых лав, сменяющих основные и средние эффузивы. Оно приурочено к периоду прекращения излияния лав, кратковременные параксизмы которого сменяются более длительными временем поствулканической, в том числе газогидротермальной деятельности. В связи с этим обычно намечается несколько серий колчеданных месторождений, обязанных своим возникновением отдельным циклам вулканизма и занимающих соответствующее положение в разрезах субмаринных вулканогенно-осадочных толщ, достигающих мощности в 10 км и более.

Часть рудного вещества на пути восходящих минерализованных растворов могла отлагаться, замещая незадолго перед этим сформированные вулканогенно-осадочные породы, создавая гидротермальные субвулканические залежи метасоматического происхождения. Другая часть могла достигать поверхности моря и выпадать на его дне с образованием вулканогенно-осадочных (эксталяционно-осадочных) рудных тел. Такие залежи могли возникать одновременно на разных уровнях приповерхностной зоны

в колонне осадочно-вулканогенных пород от ее поверхности на дне моря до глубины 1000 м. Образованные таким образом колонны рудных тел после погребения их под лавами и туфами текущего и последующих вулканических циклов могли испытывать на себе воздействие постумных газогидротермальных растворов, выравнивающих их геохимический облик.

Главная масса колчеданных месторождений относится к категории гидротермальных субвулканических образований метасоматического характера. По данным Е. Лазаренко, наивысшая температура образования рудообразующих сульфидов (цинковых обманок) колчеданных залежей Среднего Урала определяется в 250—175°. В Советском Союзе к ним принадлежат колчеданные месторождения протерозоя Карелии, кембрия Салаира, ордовика в хр. Чингиз в Казахстане, многочисленные месторождения ордовика, силура, девона и отчасти нижнего карбона Урала (рис. 159)

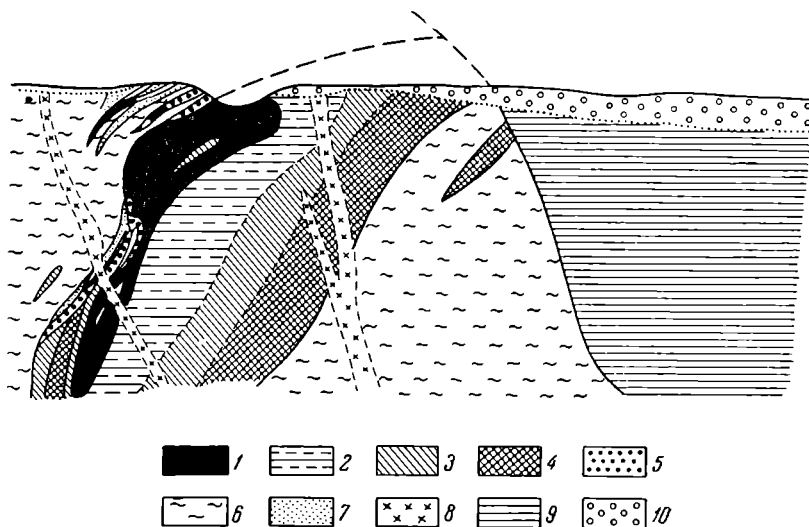


Рис. 159. Геологический разрез через медноколчеданное месторождение Урала.
По И. Вахромееву.

1 — сплошные колчеданные руды; 2 — кварц-серicitовые породы с сульфидной вкрапленностью; 3 — кварцевые альбитофиры и их туфы; 4 — кварцевые альбитофиры, серицитизированные и окварцованные; 5 — конгломераты и туфконгломераты; 6 — мшцалескаменные порфириды и их туфы; 7 — туфопесчаники с прослойками туфиггов; 8 — диорит-порфириды; 9 — кварцевые порфириды и их туфы; 10 — современные отложения

и Северного Кавказа, средней юры, верхней юры и верхнего мела — эоцена Сомхито-Карабахской зоны Малого Кавказа. За рубежом они известны в Испании (Рио Тинто), Японии (Курамоно), США (Юнайтед Верде и др.), Канаде, Норвегии, Швеции и др.

Положение субвулканических гидротермальных колчеданных рудных тел контролируется тектоническими трещинами, которые возникали в предрудное время в виде незначительных нарушений, но затем после рудообразования часто интенсивно тектонически разрабатывались, превращаясь в характерные зоны расщепления.

В качестве возможных эксгальационно-осадочных месторождений колчеданных руд рассматриваются Эльбингероде-Мегген, Раммельсберг в ФРГ, Эргани-Маден в Турции, Леккен, Рерос и другие в Норвегии, Рио Тинто в Испании, Уруп и другие на Северном Кавказе (рис. 160).

Колчеданные месторождения являются важным поставщиком руды для производства меди, цинка и серной кислоты.

Субвулканические месторождения. Эффузивные породы и ассоциированные с ними гидротермальные месторождения формируются, с одной стороны, на ранней стадии геосинклинального цикла развития, а с другой стороны, на поздней, переходной к платформенному и в платформен-

ный этап. Колчеданные месторождения представляют собой образования раннего субмаринного геосинклинального спилит-кератофирового вулканизма.

В связи с поздним, обычно наземным вулканизмом, преимущественно андезит-дацитовым в геосинклиналях типа В, С и D и трапшовым на платформах, формируются иные месторождения, относящиеся к субвулканическому классу. Среди них наиболее характерны месторождения, приуроченные к жерлам вулканов и их периферии. Им, согласно В. Котляру (1960), свойственны конические, кольцевые, трубчатые внутрижерловые и радиально-трещинные внежерловые структуры. Известны также месторождения, контролируемые разломами в лавовых и пирокластовых эффузивных породах. Рудные тела имеют форму жил, труб и штокверков.

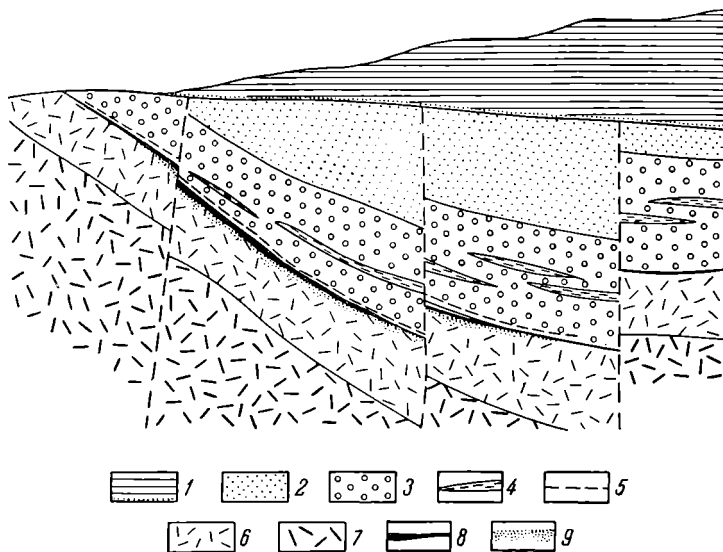


Рис. 160. Схематический геологический разрез Урупского месторождения на Кавказе (Главная залежь)

1 — песчаники и сланцы нижней юры; 2 — туфы кислого состава; 3 — туфы среднего состава; 4 — прослой филлитов в туфах; 5 — прослой яшмовидных кремнистых сланцев в висчем боку рудного тела; 6 — кварцевые альбитофиры; 7 — диабазы и диабазовые порфиры; 8 — пласт массивной колчеданной руды; 9 — вкрапленная руда лежачего бока

Чаще всего они некрушные по размерам, быстро выклинивающиеся с глубиной, но нередко сложены очень богатой рудой, образующей спорадические скопления или так называемые «бонанцы».

К субвулканическим принадлежат следующие месторождения:

1. Полиметаллические золото-серебряные, приуроченные к поясу третичных вулканических пород Кордильер и известные в Южной и Северной Америке (Мексика, Перу, Чили, Боливия, Аргентина, США), а также находящиеся среди аналогичных молодых эффузивных пород внутренней зоны Карпат на территории Чехословакии, Венгрии, Румынии, Югославии и Советского Союза. Подобные месторождения, кроме того, известны на о-вах Суматра, Ява, в Новой Гвинее, на Филиппинах, в Японии и Новой Зеландии. Чаще всего они расположены среди андезит-дацитовых пород, обычно в виде пучков жил, прорезающих вулканические жерла (рис. 161). Руда обычно состоит из кварца, халцедона, опала, адуляра, карбонатов с пиритом, марказитом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, аргентитом, стефанитом, полибазитом, золотом, серебром и другими более редкими минералами.

2. Золото-серебряные с теллуридами и селенидами, известные в аналогичных по возрасту и составу эффузивах в США (Крипл Крик в Коло-

радо), в Мексике (Тонапа и др.), Японии, Индонезии, Румынии среди процилитизированных пород. Система радиально расходящихся жил Крипл Крик (рис. 162) сложена пиритом, марказитом, стибнитом, аргентитом, пираргиритом, полибазитом, находящимися в ассоциации с золотом, серебром и их теллуридами, реже селенидами (калаверит, креннерит, сильванит, гессит, петунит и др.), кварцем, халцедоном, адуляром, флюоритом и кальцитом.

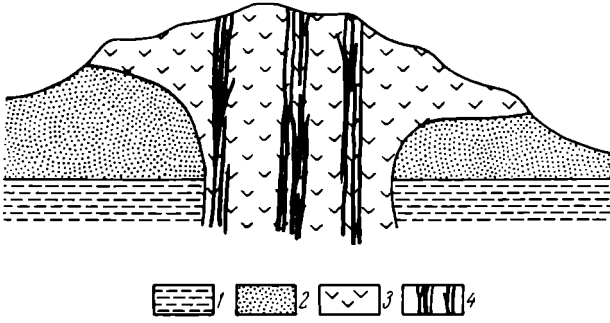


Рис. 161. Схематический геологический разрез золото-серебряного месторождения Нагиаг в Венгрии. По Иккю
1 — филлиты; 2 — отложения миоцена; 3 — дацит; 4 — рудные жилы

имеют сложный состав, определяющийся, помимо перечисленных минералов, наличием турмалина, пираргирита, прусгита, пирита, пирротина, марказита, халькопирита, сфалерита, галенита, станина и других сульфидов и их аналогов.

4. Халькопирит-энаргит-халькозиновые (иногда с молибденитом и турмалином) типа Браден в Чили, Церро де Паско в Перу, Бор в Югославии.

5. Киноварные месторождения ртутных руд Вышково в Закарпатье и на Камчатке, представленные вкрапленными рудами, следующими вдоль трещин в третичных и четвертичных эффузивах, сильно окварцованных, серицитизированных, алунитизированных и каолинизированных.

6. Самородной меди в ассоциации с хлоритом, эпидотом, цонзитом, серицитом, кварцем, кальцитом, пренитом, датолитом, ломонитом и анальцитом, среди фельзитовых агломератов, переслаивающихся с базальтовыми потоками в районе озера Верхнего в США.

7. Алунита (Заглик в СССР, Хемниц в Чехословакии, Нагибания в Венгрии, Нагиаг в Румынии и др.); к ним близки золото-алунитовые месторождения типа Гольдфильд в США.

8. Исландского шпата в трапшовой области Сибирской платформы (Нижнетунгусское, Вилуйское и др.), а также Исландии.

Для субвулканических месторождений чрезвычайно характерно специфическое гидротермальное изменение рудовмещающих эффузивных

3. Касситерит-вольфрамит-висмутин-аргентитовые месторождения Боливии (Оруро, Потози, Лалагуа и др.), приуроченные к вулканическим штокам кислых пород третичного возраста (рис. 163),

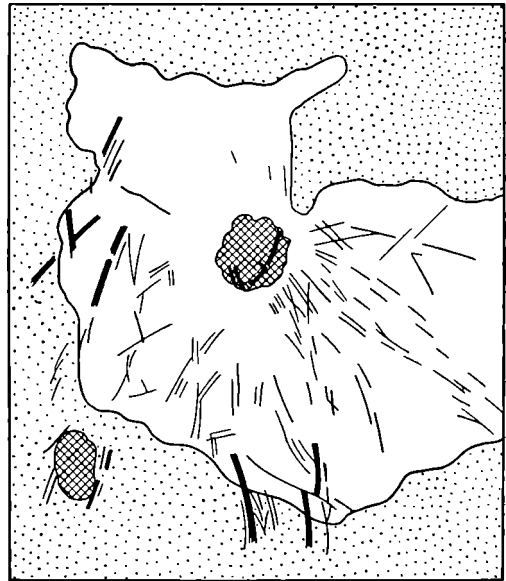


Рис. 162. Схема геологического строения месторождения Крипл Крик, в плане. По В. Линдгрену
1 — древние граниты; 2 — лавовый покров; 3 — жерла вулканов; 4 — дайки; 5 — рудные жилы

пород, проявляющееся в их окварцевании, пропилитизации, алуинитизации и каолинизации, свидетельствующих о кислом характере рудообразующих растворов. Эти месторождения формировались в приповерхностной зоне на глубине от нескольких десятков — сотен метров до первого километра из неглубоко расположенных магматических очагов. Они возникли в условиях резкого спада температуры и давления при стремительно возрастающем воздействии кислородного потенциала. Начальная температура рудообразования на ряде этих месторождений могла быть высокой. Например, на месторождении Лалагуа в Боливии, в начальную стадию выделения турмалина, касситерита и вольфрамита она соответствовала формированию грейзенов при 600—500°.

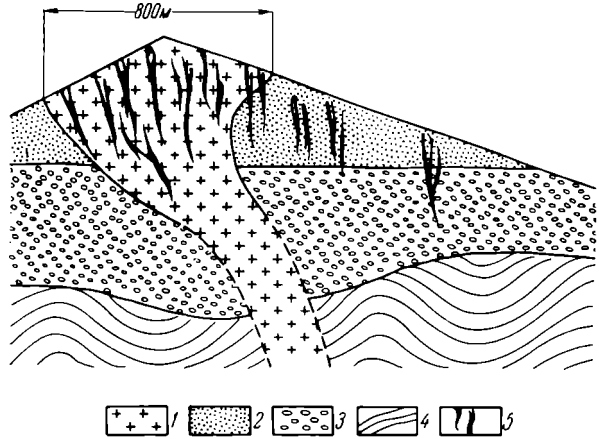


Рис. 163. Схематический разрез месторождения Потози в Боливии. По Эвансу

1 — шток кварцевого порфира; 2 — третичные песчаники и туфы; 3 — третичные конгломераты; 4 — силурийские сланцы и кварциты; 5 — рудные жилы

Но во всех случаях она быстро спадала до низких температур гидротермального процесса в 200—100° и даже менее. Такая обстановка приводила к большой скорости минералонакопления в сокращенном по вертикали интервале, способствующей скучиванию (телескопированию) в рудных телах сложных и разнообразных парагенетических ассоциаций, в состав которых в качестве специфических входят сульфосоли (энаргит, люционит и др.), сульфаты (барит, ангидрит, гипс), окислы железа (магнетит, гематит, гётит), алуинит и т. д. Для руд характерно обилие метаколлоидных текстур. Многие жилы, богатые золотом и серебром («благородная формация»), на глубине в несколько сотен метров сменяются простыми сульфидами с рядовым содержанием благородных металлов.

Сопоставление всех классов гидротермальной группы эндогенных месторождений произведено в табл. 30.

Таблица 30

Сопоставление классов гидротермальных месторождений

Характеристика класса	Грейзеновый	Эндотермальный	Телетермальный	Колчеданный	Субвулканический
Минеральный состав руды	Преобладают кварц, силикаты и окислы	Преобладают кварц, карбонаты и сульфиды	Преобладают простые сульфиды	Резко преобладают сульфиды, особенно железа	Характерны сложные, комплексные соединения
Изменения боковых пород	Грейзенизация	Окварцевание, доломитизация, серицитизация, хлоритизация, лиственнитизация	Окварцевание, доломитизация	Хлоритизация, серицитизация	Прспилитизация, алуинитизация, каолинизация
Структура руд	Кристаллическая	Зернистая массивная и вкрапленная	Зернистая вкрапленная	Зернистая и коллоидная, массивная и вкрапленная	Обилие коллоидных выделений

Характеристика класса	Грейзеновый	Эндотермальный	Телотермальный	Колчеданный	Субвулканический
Тип геосинклинали	С, D	А, В, С, D	А, В, С, D	А, В	В, С, D
Стадия образования	Средняя	Преимущественно поздняя	Поздняя и платформенная	Ранняя	Поздняя и платформенная
Связь с формациями изверженных пород	Генетическая с кислыми гранитами	Парагенетическая, преимущественно с малыми интрузиями	Отсутствует	Парагенетическая со спилито-кварцовой	Парагенетическая с андезит-дацитовый
Начальная температура образования, °С	600—500	400—300	Около 250—200	Около 250	Иногда 600—500 (с быстрым снижением)
Глубина образования, м	7000—3000	5000—1000	3000—500	1000—0	1000 — десятков метров
Химизм растворов	Кислые, переходящие в щелочные	Слабокислые, переходящие в слабощелочные	Обычно слабощелочные	Обычно слабощелочные	Слабокислые и кислые

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Гостеолтехиздат, 1954.
- Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. Гостеолтехиздат, 1957.
- Бартон П. (младший). Химическая обстановка рудоотложения и проблема переноса рудообразующих элементов при низкой температуре. В сб.: «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 1, Изд-во иностр. лит., 1960.
- Бетехти А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Беус А. А. и Залашкова Н. Е. О процессах высокотемпературного послемагматического метасоматоза в гранитоидах. «Изв. АН СССР», серия геол., 1962, № 4.
- Вировлянский Г. М. О тектонических условиях внедрения даек и формирования руд в гидротермальных месторождениях. «Сов. геология», 1956, сб. 50.
- Гаррелс Р. Минеральные равновесия. Пер. с англ. Изд-во иностр. лит., 1962.
- Германов А. И. О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании. «Изв. АН СССР», серия геол., 1953, № 6.
- Грейтон Л. Природа рудообразующего флюида. Гостеолтехиздат, 1946.
- Григорьев Ив. Ф. Грейзены, их минералогические типы и условия образования. «Бюлл. МОИП», 1953, № 1.
- Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Харьков, 1950.
- Захаров Е. Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых. «Изв. АН СССР», серия геол., 1953, № 5.
- Захарченко А. И. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. Гостеолтехиздат, 1955. (Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 6.)
- Иванов В. О. О происхождении и классификации современных гидротерм. «Геохимия», 1960, № 5.
- «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». Под ред. Н. Н. Курека. Гостеолтехиздат, 1954.
- Ингерсон И. Методы и проблемы геологической термометрии. В сб.: «Проблемы рудных месторождений». Изд-во иностр. лит., 1958.
- Кеннеди Дж. О роли воды в магме. В сб.: «Земная кора». Изд-во иностр. лит., 1957.
- «Колчеданные месторождения Урала». Под ред. А. Н. Заварицкого. Изд-во АН СССР, 1950.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

К о р ж и н с к и й Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.

К о р ж и н с к и й Д. С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960. (Тр. 2 Всесоюз. петрогр. совещ.)

К о р о л е в А. В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. «Изв. АН СССР», серия геол., 1949, № 1.

К р а у с к о п ф К. Содержание тяжелых металлов в магматическом паре при 600°. В сб.: «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 1. Изд-во иностр. лит., 1960.

К о т л я р В. Н. Экструзивы, эффузивы и оруденение. «Изв. высш. учеб. зав.», геология и разведка, 1960, № 9.

К у ш н а р е в И. П. Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-фацальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении. «Геология рудных месторождений», 1961, № 6.

Л е в и ц к и й О. Д. К вопросу о значении коллоидных растворов при рудоотложении. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

Л о в е р и н г Т. Температура внутри и вблизи интрузий. В сб.: «Проблемы рудных месторождений». Изд-во иностр. лит., 1958.

Л о в е р и н г Т. Сульфидные руды, образовавшиеся из растворов, недосыщенных сульфидами. В сб.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. 1, Изд-во АН СССР, 1961.

Л о п а т и н а Н. А., Л о с е в Н. В., С м у р о в А. А. Экспериментальные данные по вопросу о поведении сульфидов свинца, цинка, меди и железа в коллоидных растворах при повышенных температурах. «Геология рудных месторождений», 1960, № 4.

М а к - К и н с т р и Х. Э. Минеральные ассоциации в сульфидных рудах системы $Cu-Fe-S-O$. В сб.: «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 1. Изд-во иностр. лит., 1960.

М о р и Г. Растворимость твердых веществ в газах. В сб.: «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 1. Изд-во иностр. лит., 1960.

Н а б о к о С. И. Гидротермальный метаморфизм в вулканических областях. Изд-во АН СССР, 1963. (Тр. Лабор. вулканологии, вып. 24).

Н и г г л и П. Генетическая классификация магматогенных рудных месторождений. Геолразведиздат, 1933.

Н и к о л а е в В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

Н и к о л а е в В. А. и Д о л и в о - Д о б р о в о л с к и й В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. Госгеолтехиздат, 1961.

О в ч и н н и к о в А. М. Гидрогеологические условия гидротермальных процессов. «Бюлл. МОИП», 1957, № 5.

О л ь ш а н с к и й Я. и И в а н е н к о В. Механизм переноса веществ при образовании гидротермальных месторождений сульфидов. Изд-во АН СССР, 1958. (Тр. ИГЕМ, вып. 16.)

«Проблемы постмагматического рудообразования». Т. 1 и 2. Изд-во Чехословацкой АН, Прага, 1963, 1964.

Р о з а н о в Ю. А. Пористость горных пород и ее роль в локализации эндогенного оруденения. «Геология рудных месторождений», 1962, № 2.

С с а д е ц к и й - К а р д о ш Е. О некоторых характерных миграционных явлениях в процессах петрогенеза. В сб.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1961.

С м и р н о в В. И. Образование различных типов гидротермальных месторождений Тянь-Шаня в связи с эволюцией магмы. «Сов. геология», 1944, № 1.

С м и р н о в С. С. Избранные труды. Изд-во АН СССР, 1955.

С ы р о м я т н и к о в Ф. В. Некоторые теоретические вопросы возникновения и развития гидротермальных растворов. «Изв. АН СССР», серия геол., 1955, № 3.

Т у г а р и н о в А. и З м е е н к о в А. Об источниках рудного вещества при эндогенном рудообразовании. «Сов. геология», 1960, № 4.

Х и т а р о в Н. И. [и др.]. Сравнительная характеристика растворимости воды в базальтовом и гранитном расплавах. «Геохимия», 1959, № 5.

Ч у х р о в Ф. В. О возможной роли аэрозоль, гидрозоль и гидрогелей в магматогенном рудообразовании. «Изв. АН СССР», серия геол., 1950, № 6.

Щ е р б а Г. Н. Формирование редкометаллических месторождений Центрального Казахстана. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1960.

Щ е р б и н а В. В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации. В сб.: «Вопросы геохимии и минералогии». Изд-во АН СССР, 1956.

Э м м о н с В. Изменение первичного оруденения с глубиной. ОНТИ, 1933.

G o t t a n s o n R. The solubility of water in granite magmas. Amer. J. sci. No. 35, 1938.

M a s k a u R. The control of impounding structures on ore deposition. Economic Geology, No. 1, 1946.

Глава девятая

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Типичные профили коры выветривания редко сохраняются в чистом виде.

И. Гинзбург, 1946

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Месторождения выветривания по условиям образования и месту своего нахождения связаны с корой выветривания.

Кора выветривания представляет собой самостоятельную континентальную геологическую формацию, образующуюся при воздействии энергии жидких и газообразных атмосферных и биогенных агентов на коренные породы, в результате чего на их месте возникают новые породы со свойствами им особыми текстурой, структурой, минеральным и химическим составом, содержащие характерные месторождения полезных ископаемых.

Кора выветривания является мощным источником минеральной массы, идущей на образование экзогенных групп месторождений полезных ископаемых. С выветриванием связано возникновение россыпей. Кора выветривания выступает в роли поставщика материалов, сносимых с континентов при образовании большого ряда осадочных, прибрежных, озерных и морских месторождений. В процессе ее развития происходит перегруппировка минерального и химического состава в верхних частях большинства коренных тел полезных ископаемых. Наконец, вследствие природных реакций, протекающих в коре выветривания, на месте горных пород, не содержащих промышленно ценной минерализации или слабоминерализованных, при определенных физико-химических и геологических условиях могут возникнуть залежи полезных ископаемых. Именно эти последние и относятся к группе месторождений выветривания.

Накопление вещества полезного ископаемого в коре выветривания может происходить двумя путями. Во-первых, вследствие растворения и выноса приповерхностными водами не имеющей ценности минеральной массы горных пород и накопления в остатке вещества полезного ископаемого. Такие месторождения называются *остаточными*. Во-вторых, наоборот, в связи с растворением этими водами ценных составляющих горных пород, их инфильтрацией и переотложением в нижней части коры выветривания. Такие месторождения называются *инфильтрационными*. Таким образом, группа месторождений выветривания разделяется на два класса: остаточный и инфильтрационный.

По форме и условиям нахождения тел полезных ископаемых среди месторождений выветривания различают три разновидности: площадные, линейные, приконтактные.

Месторождения *площадной коры выветривания* плащом перекрывают коренные породы, преобразованию которых они обязаны своим происхождением (рис. 164). Нижняя поверхность таких залежей имеет сложную морфологию и постепенный переход к неизменным породам. Внешний контур залежей извилистый; внутри их встречаются «окна» неизменных пород. Размеры тел колеблются в широких пределах — от нескольких десятков до нескольких сотен и даже тысяч

метров в поперечнике. Мощность их обычно измеряется десятками сантиметров — первыми десятками метров.

Месторождения линейной коры выветривания имеют форму жилообразных тел, проникающих в глубь коренной породы

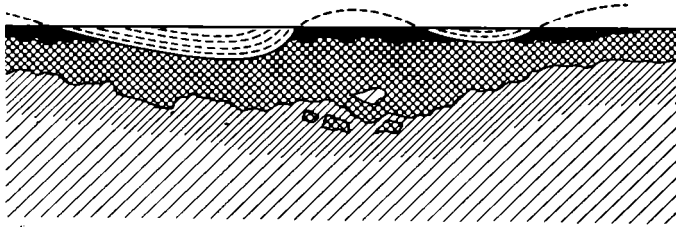


Рис. 164. Месторождения площадной коры выветривания на змеевиках (разрез)

1 — покровные породы; 2 — охристо-глинистая порода; 3 — нонитризованный змеевик со скоплениями минералов никеля; 4 — разложившийся змеевик со скоплениями минералов никеля; 5 — неразложившийся змеевик

по системе трещин (рис. 165). Такие тела прослеживаются по простиранию обычно на сотни метров, хотя известны случаи протяжения их до 4 км. Чаще всего они выклиниваются на глубине нескольких десятков метров от поверхности земли, реже достигают глубины 100—200 м и в исключительных случаях распространяются на глубину до 1500 м (зоны линейного выветривания на железорудных месторождениях Кривого Рога).

При контактовых месторождениях выветривания локализуются вдоль поверхности контакта породы, поставляющей вещество полезного ископаемого при ее разложении, и породы, осаждающей это вещество из приповерхностных водных растворов. На рис. 166 изображен пример такого месторождения, возникшего в приконтактной зоне серпентинитов и известняков. Карбонатные породы при этом подвергаются растворению, и месторождения выполняют систему карстовых полостей, вытягивающихся вдоль контакта.

Согласно И. Гинзбургу, И. Корину и другим, такие рудоносные карсты могут быть поверхностными, подземными, свободными и заполненными.

Поверхностные полости образовывались на поверхности земли, подземные — на некоторой глубине от нее, свободные полости выполняются в той или иной степени только веществом полезного ископаемого,

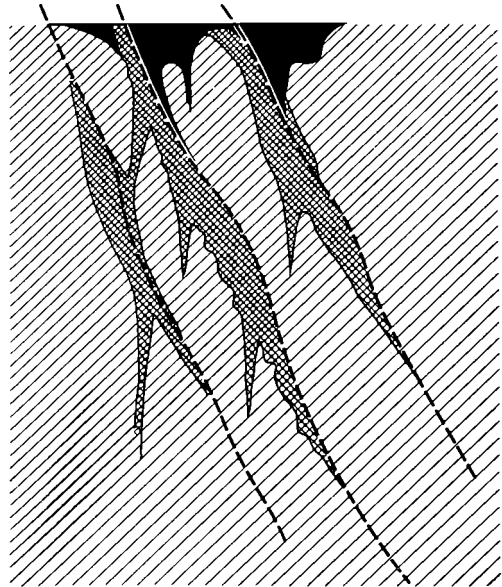


Рис. 165. Месторождение линейной коры выветривания в змеевиках (разрез)

1 — неразложившийся змеевик; 2 — выветрелый разложившийся змеевик со скоплениями минералов никеля; 3 — охристо-глинистая порода; 4 — зона трещиноватости

а заполненные вначале загружаются рыхлым материалом, в процессе последующего преобразования которого вследствие разложения и инфильтрации возникают скопления полезного ископаемого.

Месторождения выветривания могут быть неизменными, а также переотложенными и преобразованными.

Переотложенные залежи возникают вследствие некоторого смещения выветрелой минеральной массы под влиянием силы тяжести или энергии воды. Однако при этом имеется в виду только валовое механическое перемещение разложенного материала без его существенной сортировки, перебива и переотложения с растворением. В противном

случае уже будут возникать осадочные месторождения.

Преобразованные тела коры выветривания формируются в связи с дополнительным привнесом (инфильтрацией) соединений, не входящих в состав первоначальных продуктов разложения (ожезнение, омарганцование, кремнение, карбонатизация, огипсование и т. п.).

Залежи месторождений выветривания могут быть открытыми, выходящими на поверхность, и погребенными под более молодыми осадками. Среди них выделяются современные, или юночетвертичные, и древние, принадлежащие прошлым геологическим эпохам выветривания; последние иногда бывают заметно метаморфизованными.

Текстуры и структуры вещества коры выветривания

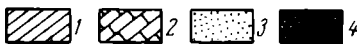
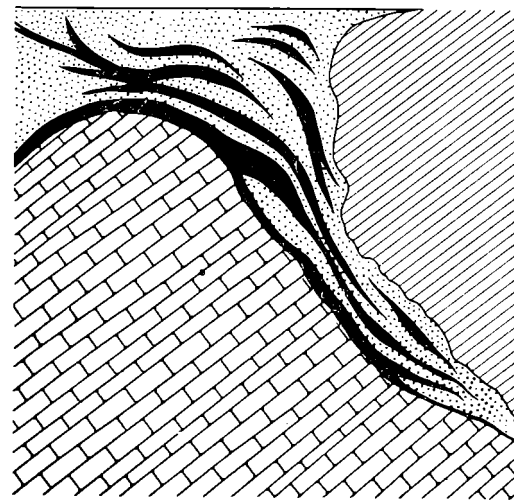


Рис. 166. Месторождение приконтактовой (карстовой) коры выветривания (разрез)

1 — серпентинит; 2 — известняк; 3 — карстовые отложения; 4 — руда

обусловлены процессами разложения, выщелачивания и приповерхностной перегрушировки минеральных соединений, приводящих к образованию рыхлых пористых масс при активном участии коллоидных процессов.

Среди текстур преобладают обломочная, брекчиевая, корковая (метакolloидная), сетчатая, пятнистая, полосчатая, землистая, губчатая, ячеистая, секретонная, конкреционная и бобовая текстуры.

Среди структур особо характерны реликтовая, цементная, катаклатическая, петельчатая, ритмичнозональная, волокнистая, чешуйчатая и пелитоморфная.

Наиболее существенны для коры выветривания месторождения железа (бурых железняков и сидерита), марганца, силикатных руд никеля (с кобальтом), урана (с ванадием), бокситов, каолина, бентонитовых глин и барита; кроме того, в этой группе встречаются месторождения меди, олова (касситерит совместно с ильменитом, монацитом, ксенотимом), золота, фосфора, магнезита, талька, соли.

Изучение процессов и продуктов выветривания горных пород производится в нашей стране с середины прошлого века, когда оно выполнялось В. Докучаевым, К. Глинкой, С. Неустроевым и другими учеными в связи с исследованием почвообразования. С конца прошлого и с начала настоящего века П. Замятчинский, И. Гинзбург, И. Крашенинников

начали интересоваться корой выветривания в связи с образованием каолиновых месторождений. Детальные исследования коры выветривания, заключающей в себе вышеперечисленные группы месторождений полезных ископаемых, развернулись с 20-х годов и связаны с именами В. Вернадского, Б. Кротова, К. Лукашева, А. Перельмана, Б. Полюнова, И. Седлецкого; особенно содержательны труды И. Гинзбурга и его школы (И. Рукавишников, И. Корин и др.). Из зарубежных геологов можно отметить работы И. Батлера, О. Тамма, А. Фредериксона, У. Келлера, К. Мак Лафлина и др.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Формирование месторождений выветривания обусловлено перегруппировкой минеральной массы глубинных горных пород, химически неустойчивых в термодинамических условиях приповерхностной части земли. В. Вернадский определял кору выветривания как особую термодинамическую оболочку, характеризующуюся низкими температурой и давлением. Нижнюю границу ее образует, по его мнению, кислородная поверхность, т. е. поверхность, до которой проникает в глубь земли кислород. Эта поверхность близка к уровню грунтовых вод и обычно располагается на глубине 60—100 м, в некоторых случаях до 200 м, а по отдельным трещинам с глубокой циркуляцией грунтовых вод она может опускаться на 1500 м и более.

Агенты выветривания. Основными агентами преобразования горных пород в коре выветривания являются: вода, кислород, углекислота, кислоты, организмы, колебания температуры.

Вода представляется наиболее действенным агентом выветривания. Действие ее определяют: 1) растворение, перенос и отложение природных химических соединений в коре выветривания; 2) растворение твердых, жидких и газовых агентов (кислород, углекислота, кислоты и др.) и доставка их на участки разрушения горных пород; 3) разложение породообразующих минералов материнской породы при гидратации и гидролизе; 4) регулирование физико-химической обстановки процессов преобразования горных пород в коре выветривания, обусловленное вариациями ее кислотности — щелочности (рН), окислительно-восстановительного потенциала (Еh) и химического состава растворенных в ней веществ.

Главным источником воды, действующим в коре выветривания, являются метеорные осадки, просачивающиеся в глубь земли. При подземной циркуляции вода проходит через три зоны: 1) аэрации, или просачивания, 2) полного насыщения с активным водообменом, 3) полного насыщения с замедленным водообменом (зона застоя) (рис. 167).

Наиболее активные реакции разложения горных пород с участием подземных вод происходят в зоне аэрации. Нижняя граница зоны аэрации совпадает с уровнем грунтовых вод (в общем случае, среди равномерно водопроницаемых пород), повторяющем топографический профиль местности. Этот уровень колеблется в прибрежных частях долин по сезонам года в зависимости от подъема и спада воды в меженный и паводковый периоды. В прибрежных участках сезонного колебания уровня грунтовых вод химическое разложение горных пород протекает особенно интенсивно. Зона аэрации наиболее водообильна на водораздельном плато и менее — на склонах долины, где осадки в большей мере стекают по поверхности земли.

Ниже уровня грунтовых вод находится зона полного водного насыщения с активным водообменом, обеспечивающимся поступлением воды из зоны аэрации и разгрузкой ее под дренирующим влиянием местной гидрографической сети. К низу она постепенно переходит в зону полного насыщения с замедленным водообменом при очень медленном перемещении водяной массы и находящихся в ней веществ к далеко расположенным

региональным очагам разгрузки. В зонах полного насыщения с активным и замедленным водообменом и осуществляется в основном отложение минеральных веществ, инфильтрованных из зоны аэрации.

Химическая характеристика подземных вод с глубиной претерпевает существенное изменение. По А. Германову, в зависимости от состава пород, омываемых подземными водами, выделяются два типа их глубинной геохимической зональности.

В первом типе среди пород, содержащих органические соединения, по направлению глубокого движения вод отмечается последовательная смена слабоминерализованных кислородных, а затем бескислородных гидрокарбонатных вод сульфатными, которые местами также содержат кислород. За этими водами обычно следуют сероводородные, которые

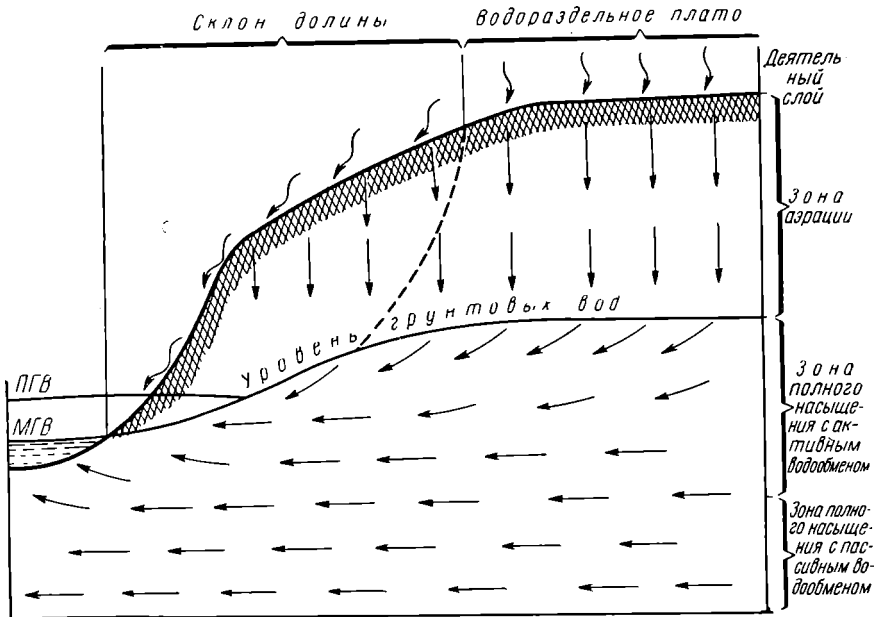


Рис. 167. Схема циркуляции подземных вод при благоприятных условиях инфильтрации осадков. По А. Лыкошину (с добавлениями)
 МГВ — меженный горизонт речной воды; ПГВ — паводковый горизонт речной воды

сменяются хлоридными водами с метаном. Со временем хлоридные воды сменяются сероводородными, затем сульфатными и далее гидрокарбонатными с кислородом или без него.

Во втором типе при циркуляции по породам, не содержащим органических веществ, сероводородные воды отсутствуют, а хлоридные воды не содержат метана; эти воды беднее углекислотой, но богаче кислородом, проникающим на большую глубину. Во времени происходит смена хлоридных вод сульфатными, которые впоследствии вытесняются гидрокарбонатными с кислородом или без него.

Кислород играет главную роль в реакциях окисления, имеющих большое значение при образовании коры выветривания. В этих реакциях участвует: 1) кислород атмосферы, 2) кислород, входящий в состав воздуха, растворенного в воде, обычно несколько обогащенного этим элементом, 3) кислород минеральных соединений при окислительно-восстановительных реакциях.

Углекислота активно участвует в процессах окисления и преобразует некоторые силикаты в карбонатные соединения. В этом преобразовании может участвовать как углекислота атмосферы, так и углекислоты воздуха, растворенного в воде, обычно резко обогащенного

этим соединением (от 0,03% в атмосфере до 2,14% по объему в дождевой воде при 20° С, т. е. в несколько десятков раз).

Кислоты неорганического и органического состава интенсифицируют процесс разложения горных пород в коре выветривания, придавая ему определенную химическую направленность. Среди неорганических наибольшее значение имеет серная кислота, возникающая при окислении сульфидов, а среди органических — гумусовые кислоты, образующиеся при гниении растительных остатков на поверхности земли.

Организмы интенсифицируют процесс преобразования горных пород при выветривании и придают ему специфическую биохимическую направленность. Организмы, главным образом растения и бактерии, принимают участие в преобразовании горных пород у поверхности земли следующим образом. Во-первых, они регенерируют кислород и углекислоту, поставляя таким образом важных агентов изменения горных пород в коре выветривания. Во-вторых, они обменивают Н-ионы на катионы породообразующих соединений, необходимые для их питания, поддерживая кислые условия разложения пород. В-третьих, обладая свойством выборочной концентрации в своем составе некоторых элементов почв, они способствуют их накоплению в продуктах своего отмирания. Известны организмы — концентраторы железа, марганца, ванадия, алюминия, меди, цинка, кобальта, лития, бериллия и других элементов. В-четвертых, некоторые группы бактерий, водорослей и мхов непосредственно разлагают породообразующие силикаты, заимствуя из их состава такие элементы, как кремний, калий, фосфор, магний, кальций, необходимые для их питания. Такое преобразование иногда идет в больших масштабах и приобретает решающий характер изменения материнских пород.

Температура в коре выветривания, хотя и колеблется в довольно узких рамках, обычно от +20 до —20° С, тем не менее играет крупную роль в разложении горных пород. Изменение температуры даже в этих границах меняет растворимость газов в воде и в связи с этим изменяет темп реакций по разложению породообразующих минералов. Повышение температуры обычно ускоряет ход реакций, их интенсивность и степень выщелачивания растворимых соединений. При увеличении температуры на 10° С скорость реакций гидролиза возрастает в 2—2,5 раза (Н. Страхов). Смена положительной температуры на отрицательную приводит к замерзанию породы и находящейся в ней воды, усиливает физическое выветривание горных пород в деятельном слое коры выветривания, простирающемся до уровня, где температура никогда не опускается ниже 0. Изменение температуры по вертикали от верхних к нижним частям земной коры в ряде случаев заметно регулирует ход химических преобразований, смену растворения породообразующих элементов их выпадением в осадок и т. п.

Разложение коренных пород. При разложении коренных пород в коре выветривания большое значение имеют реакции окисления, гидратации, гидролиза и отчасти диализа.

Окисление обусловлено высоким кислородным потенциалом приповерхностной части земной коры, быстро гаснущим с глубиной. Породообразующие минералы коренных пород, сформированные в бедной кислородом обстановке глубоких частей земной коры и не содержащие этого элемента в своем составе или представленные низковалентными формами соединения с ним, под воздействием окислителей коры выветривания превращаются в кислородные соединения высокой валентности. Наиболее активным окислителем является кислород, находящийся в атмосфере и в растворенном состоянии в воде. Кроме того, в окислительных реакциях участвуют вода, углекислота, соединения ряда элементов высшей формы окисления, минеральные кислоты. В процессе окисления минералы материнских пород, представленные неокислородными или закисными соединениями, переходят в более устойчивые в приповерхност-

ных условиях окисные формы. При этом часть промежуточных и конечных продуктов реакций окисления оказывается растворимой и выщелачивается. Другая часть, наоборот, становится труднорастворимой и накапливается в остатке. Так, в коре выветривания концентрируются окислы и гидроокислы ряда металлов (железо, марганец, алюминий и др.).

Гидратация, по К. Лукашеву, ведет к образованию адсорбционных минеральных систем, присоединяющих своей поверхностью воду и удерживающих ее в некотором изменяющемся количестве, которое определяется величиной поглощающей поверхности и упругостью паров окружающего пространства. При этом вода может войти в решетку минерала (гидроксильная вода), образовать твердый раствор (кристаллогидратная вода), войти в каналы решетки минерала (цеолитная вода) или сорбироваться минералом (адсорбированная вода). Процессы гидратации во многом определяют поведение в коре выветривания алюминия, железа и марганца.

Гидролиз связан с обменными реакциями между основаниями минералов коренных пород и водородными ионами электролитически диссоциированной части воды. Интенсивность этого процесса определяется концентрацией водородных ионов (рН), наличием углекислоты, минеральных кислот и температурой воды. При гидролизе разрушаются силикаты, на их месте накапливаются глинистые минералы, а за счет вытеснения катионов образуются свободные окислы и гидроокислы алюминия, кремния, железа, марганца, переходящие при одних условиях в раствор и выщелачивающиеся, а при других — выпадающие в осадок в виде окислов, гидроокислов, основных и кислых солей.

Диализ связан с диффузионным удалением из скоплений глинистых продуктов выветривания металлических катионов и их постепенным очищением до «чистых» глин.

Минеральные преобразования в коре выветривания, связанные с реакциями окисления, гидратации, гидролиза и диализа, происходят как без разрушения кристаллической решетки минералов, так и с ее преобразованием. Решетка обычно сохраняется при гидратации, когда одни ионы минерала могут замещаться другими или размещаться в промежутках между отдельными группами элементарных ячеек. Но она, как правило, разрушается при гидролизе и вместо нее возникает новая кристаллическая конструкция.

Стадийность является важной особенностью геохимических преобразований в коре выветривания. Выветривание в начальной стадии протекает в условиях щелочной среды, когда из породы выносятся легко-растворимые соли: сульфаты и хлориды калия, натрия, кальция и магния, карбонаты щелочных и щелочноземельных металлов, а также кремнезем. Одновременно осуществляется гидролиз силикатов и алюмосиликатов. Происходит накопление алюминия, железа и марганца. В более позднюю стадию начинается кислотное выветривание с перегруппировкой и выносом гидроокислов алюминия, железа и марганца (Страхов, 1962). Такой процесс приводит к постепенному преобразованию коренных минералов через ряд промежуточных соединений, возникающих друг за другом и приводящих к конечным продуктам распада.

Длительность существования промежуточных минералов может быть очень большой и ничтожно короткой в зависимости от их устойчивости при данном значении рН среды. Примером стадийного преобразования может служить выветривание хризотила (по И. Рукавишниковой). Этот минерал вначале превращается в изотропный гидросиликат магния, затем в альфа-керолит, далее в феррикеролит, еще далее в нонтронит и, наконец, в смесь из гидроокислов железа и минералов кремнезема (опал, кварц).

Скорость разложения порообразующих минералов в коре выветривания различна — основные и магнезиальные их разновидности

разрушаются быстрее кислых и железистых. Согласно Голдичу, главные породообразующие минералы могут быть расположены в определенный ряд по степени повышения их устойчивости при процессах выветривания.

Оливин

Гиперстен

Авгит

Роговая обманка

Биотит

Кварц

Кальциевый плагиоклаз

Кальциево-натриевый плагиоклаз

Натриево-кальциевый плагиоклаз

Натриевый плагиоклаз

Калиевый полевой шпат

Мусковит

Указанная последовательность, как отмечает У. Келлер (1963), соответствует переходу от островных силикатов к кольцевым, далее цепочным, затем листовым и, наконец, каркасными с возрастанием связей Si — O — Si относительно Si от нуля до четырех, требующих все более и более энергии для их возникновения.

Миграция элементов. В процессе выветривания различные промежуточные и конечные продукты разложения могут растворяться и выноситься приповерхностными водами. Их миграция осуществляется в виде взвесей, коллоидных и истинных растворов. Механический вынос порошковых масс продуктов коры выветривания в омывающих ее водах хотя в некоторых случаях и имеет существенное значение, но не сильно влияет на изменение ее валового химического состава. Гораздо существеннее действуют в этом отношении коллоидные и истинные растворы. В коллоидных растворах из коры выветривания могут мигрировать кремнезем, глинозем, соединения железа, марганца и других металлов.

Еще более широкий круг элементов может быть выщелочен ионными растворами, особенно на ранних стадиях развития коры выветривания, при окислении находящихся в коренных породах сульфидов, хлоридов и других активных растворителей. В результате такой миграции кора выветривания может оказаться разубоженной определенными элементами и за их счет обогащена другими элементами.

Б. Полюнов и А. Перельман, изучавшие миграцию при выветривании, установили, что разные химические элементы обладают различной подвижностью при выщелачивании их из пород коры выветривания. Эта подвижность может быть охарактеризована коэффициентом водной миграции, представляющим отношение среднего содержания элемента в воде реки (в мг/л) к произведению из его содержания в горной породе бассейна реки (в %) на минеральный остаток воды реки (в мг/л). По такому коэффициенту выделены ряды миграции элементов при выветривании (табл. 31).

Т а б л и ц а 31

Ряды миграции элементов при выветривании
(по Б. Полюнову и А. Перельману)

Номер ряда	Степень подвижности	Элементы	Коэффициент водной миграции
I	Энергично выносимые	Cl, Br, J, S	$n \cdot 10 - n \cdot 100$
II	Легко выносимые	Ca, Na, Mg, K (?), F	n
III	Подвижные	SiO ₂ , P, Mn, Co, Ni, Cu	$n \cdot 10^{-1}$
IV	Инертные	Fe, Al, Ti	$n \cdot 10^{-2}$

Из этой таблицы нетрудно заметить, что при разложении легче удаляются элементы неметаллические, а металлы задерживаются и накапливаются в коре выветривания.

Профили и зональность коры выветривания. В результате разложения минеральной массы коренных пород и выборочной миграции элементов возникает кора выветривания разного состава или разного профиля выветривания, со свойственными им месторождениями полезных ископаемых. Корам выветривания различного профиля свойственна зональная смена минерального и химического состава по вертикали от коренных слабоизмененных пород к выходящим на земную поверхность и обнаженным породам.

Профиль коры выветривания обычно определяется по степени разложения порообразующих силикатов, фиксирующейся интенсивностью выщелачивания кремнезема, проявляющейся в свою очередь соотношением кремния и алюминия в минеральной массе коры выветривания. По этому показателю, в соответствии с данными Б. Польшова, И. Гинзбурга, И. Седлецкого и других, выделяется три профиля коры выветривания.

Первый профиль называется *насыщенным сиалитным*, или *гидро-слюдистым*. Он характеризуется изменением первичных силикатов в основном при участии реакций гидратного и гидролизного преобразования без существенной миграции кремнезема. Типоморфными минералами коры этого профиля являются гидрослюды и гидрохлориты, а также отчасти бейделлит, монтмориллонит.

Второй профиль называется *ненасыщенным сиалитным*, или *глинистым*. Он отличается некоторым дефицитом кремнезема, удаленного в значительной степени из коры выветривания. Типоморфные минералы представлены каолинитом, галлуазитом, нонtronитом, кварцем.

Третий профиль называется *алитным*, или *латеритным*. Ему свойственны полное или почти полное нарушение связей между глиноземом и кремнеземом и интенсивная миграция последнего из коры выветривания. Типоморфные минералы представлены гидроокислами алюминия (гиббсит), а также окислами и гидроокислами железа, отчасти метагаллуазитом.

Первый тип несуществен для формирования полезных ископаемых, со вторым типом связаны месторождения глин и каолина, с третьим типом ассоциированы все важнейшие остаточные месторождения коры выветривания.

По поводу условий образования кор выветривания разного профиля и связанных с ними месторождений полезных ископаемых существуют две гипотезы: стадийная и синтетическая.

Стадийная гипотеза формирования кор выветривания разного профиля рассматривает их как продукты последовательных этапов преобразования коренных пород при выветривании. Такое последовательное изменение минеральной массы увязывается со стадийным превращением порообразующих минералов в коре выветривания, которое, согласно И. Седлецкому, может развиваться как с упрощением, так и с усложнением молекулы минералов. По схеме с упрощением молекулы алюмосиликат, пройдя через стадию каолинита, распадается на боксит и опал. При этом часть кремнекислоты и соли металлов выщелачиваются. По реакции с усложнением молекулы алюмосиликат, пройдя через ряд промежуточных стадий, преобразуется в минералы состава монтмориллонита, бейделлита, нонtronита, иллита и др. При этом усложнение состава молекулы вторичных минералов происходит за счет сорбции гелями, из которых они образуются, дополнительных элементов водных растворов.

Согласно этой гипотезе, гидрослюдистый и глинистый типы рассматриваются в качестве последовательных промежуточных этапов созревания коры выветривания, достигающей в пределе латеритного профиля. Раз-

витие коры в зависимости от климатических условий может остановиться на промежуточных стадиях, в связи с чем в природе известны все типы профилей выветривания.

В соответствии с этой гипотезой формирование коры выветривания Казахстанского нагорья представляется следующим образом (по Н. Лисициной). В истории развития мезозойской коры выветривания этого района выделяется три этапа. В первый этап происходило преобразование коренных пород в породы гидрослюдистого и отчасти глинистого состава. Алюмосиликаты при этом трансформировались в гидрослюды. Темноцветные минералы замещались хлоритом, который вслед за этим превращался в гидрослюды, монтмориллонит-бейделлит. Карбонаты выщелачивались, сульфиды окислялись. Происходил вынос щелочей, щелочных земель, частично кремнезема. Второй этап характеризуется преобразованием глинистых минералов. Гидрослюды при вытеснении щелочей гидроксильной группой, сопровождавшемся перестройкой кристаллической решетки, замещались каолинитом. Осуществлялся дальнейший вынос щелочей и кремнезема. Происходило накопление гидроокислов железа, сопровождавшееся переходом окислов и маловодных соединений (гематит, гидрогематит) в более водные минералы (гидрогётит). Третий этап отличается разложением каолинита, продолжающимся удалением кремнезема и выделением свободного глинозема в форме скопления гиббсита. В сформированных таким образом гиббситовых бокситах отмечается наложенная минерализация, представленная прожилками и мелкими включениями шамозита, сидерита и пирита, рассматриваемая как следствие просачивания иловых вод надбокситовых углистых глин, образовавшихся в застойных озерно-болотных условиях.

Иногда описанный процесс принимает обратимый характер. Так, В. Аллен отмечает, что вслед за десиликацией и гидролизом окислов алюминия с образованием бокситов могут иметь место ресиликация, привнос кремнезема, соединение его с гиббситом и возрождение глин.

Синтетическая гипотеза происхождения кор выветривания различного профиля рассматривает их как результат синтеза свободных золь гидроксидов алюминия, кремния, железа и других элементов, на которые якобы распадаются силикаты коренных пород при выветривании. Согласно этой гипотезе, при разложении силикатов и других минералов в коре выветривания возникают гидрозоль положительно заряженных гидроксидов типа $Al_2O_3 \cdot n H_2O$ или $Fe_2O_3 \cdot m H_2O$, а также отрицательно заряженных типа $SiO_2 \cdot p H_2O$ или $MnO_2 \cdot r H_2O$ и более сложного состава.

При определенных природных условиях часть этих свободных гидроксидов под влиянием разных знаков их зарядов взаимно коагулируется и выпадает в осадок в виде геля. Другие гидрозоль, в частности кремнезема, железа, марганца и прочих металлов, могут сохраняться в растворе и выносятся из коры выветривания. В том случае, когда осуществляется коагуляция всех золь свободных гидроксидов, в том числе глинозема и кремнезема, выпадает кремнево-алюминиевый гель, последующее преобразование которого приводит к появлению коры выветривания глинистого профиля. Когда же в осадок выпадает гель глинозема, а кремнезем выносится в растворе, создаются условия для образования коры выветривания латеритного типа.

В настоящее время большинство исследователей считают, что хотя синтетическая гипотеза не определяет основу процесса формирования кор выветривания различного профиля, тем не менее коллоидные процессы играют существенную роль в перегруппировке минерального вещества в коре. В коллоидном растворе осуществляется вынос золь ряда элементов и их соединений при миграции из коры выветривания. В коллоидах осуществляется катионный обмен элементами и накопление последних в поглощающих коллоидных комплексах. Коллоиды обладают высо-

кой избирательной сорбцией, приводящей к концентрации определенных элементов в минеральных группировках коры выветривания. Так, глинистые коллоиды сорбируют ванадий, рубидий и другие элементы; коллоид кремнезема поглощает уран и радий; коллоид гидроокиси железа захватывает мышьяк, ванадий, фосфор; аналогичный коллоид гидроокиси марганца сорбирует кобальт, никель, медь, цинк, барий и другие элементы.

Зональность свойственна большинству кор выветривания любого профиля. Она обусловлена двумя причинами. Во-первых, переходом из глубины к поверхности от свежих невыветрелых пород, через промежуточные зоны незавершенного разложения к конечным продуктам остаточной коры выветривания. По этому признаку зональное строение коры увязывается со стадийностью ее развития, а последовательное чередование глубинных зон в известной мере соответствует смене профилей кор выветривания. Во-вторых, зональность коры выветривания определяется дифференциацией минеральной массы при его переотложении из водных растворов, фильтрующихся сверху вниз.

В соответствии с этим в поперечном сечении коры выветривания намечаются три главные зоны (снизу вверх, по И. Гинзбургу и др.):

1) зона полуразложенных и частично выщелоченных коренных пород с вынесенной частью оснований силикатов. Эта зона, с одной стороны, содержит значительное количество первичных реликтовых минералов, с другой стороны, в ней возникают их гидратированные заменители (слюды, хлориты, гидрослюды, гидрохлориты) и, наконец, с третьей стороны, в ней накапливаются продукты инфильтрации, выпадающие из раствора в щелочной среде; рН этой зоны обычно бывает 8,5—9 и выше;

2) зона незавершенного выветривания, или зона сиалитов, с минералами групп монтмориллонита и каолинита, формирующаяся в условиях слабой щелочной, нейтральной и слабой кислой среды; рН этой зоны лежит в пределах 8,5—5;

3) зона остаточных продуктов выветривания, обычно сложенная полуторными окислами алюминия, железа, марганца, свойственных кислой среде; рН этой зоны ниже 5.

Нетрудно заметить, что в дифференциации вещества по вертикальному направлению коры выветривания решающее значение имеет изменение кислотности — щелочности среды, определяемое величиной рН. По Б. Кротову, в верхней, наиболее кислой части разреза коры выветривания основных пород при низком значении рН выпадает $\text{Fe}(\text{OH})_3$. Ниже при более высоком рН выделяются Mn^{3+} и Co^{3+} . В еще более глубоких и более бедных кислородом частях месторождений при рН = 5,3 — 6,8 выпадают $\text{Ni}(\text{OH})_2$, $\text{Fe}(\text{OH})_2$ и $\text{Co}(\text{OH})_3$. Наконец, на самых глубоких горизонтах при рН до 7 и более выделяется главная масса никеля в виде его гидросиликатов.

В процессе развития коры выветривания верхние зоны разрастаются за счет нижних, а самая нижняя — за счет коренных пород.

Поведение отдельных элементов. Для характеристики процессов, протекающих в коре выветривания, наибольшее значение имеет исследование поведения соединений алюминия, кремния, железа, марганца, щелочноземельных и щелочных элементов.

Алюминий принадлежит к наиболее слабо мигрирующим элементам коры выветривания. Алумосиликаты, в которых находится этот элемент в материнских породах, трансформируются в корах выветривания сиалитного профиля в глинистые минералы типа каолина, монтмориллонита, галлуазита. При более глубоком разложении в корах выветривания алитного профиля происходит полное высвобождение чистого глинозема и концентрация его в бокситовых залежах. В связи с этим алюминий накапливается в сиалитных корах в кислой среде (рН 3,5—5,7) в виде каолиновых, в слабокислой (рН 5,7—6,5) — в виде галлуазитовых

и в слабощелочной (рН 7,5—8,5) — в форме монтмориллонитовых глин, а в алитных корах — в виде гидроокислов глинозема с образованием бокситов.

К р е м н и й относится к слабомигрирующим элементам коры выветривания. В процессе разложения силикатов и алюмосиликатов коренных пород высвобождается кремнезем, переходящий в раствор в форме щелочного силиката. Интенсивность растворения кремнезема тем выше, чем больше рН раствора и ниже содержание в нем углекислоты. При этом в щелочных растворах кор выветривания, формирующихся в жарком климате, происходит значительная миграция кремния и обеднение этим элементом коры выветривания. При всех иных условиях кремний большей частью переотлагается на месте. Переотложение осуществляется в двух главных разновидностях. Во-первых, в виде кварца, опала и халцедона, с образованием иногда окремненных участков коры. Во-вторых, в виде алюмокремневых и феррикремневых соединений. В этих случаях кора выветривания может обогащаться кремнием за счет выноса соединений других элементов.

Ж е л е з о принадлежит к слабомигрирующим элементам коры выветривания. Оно находится в первичных породообразующих и аксессуарных минералах. При их разложении железо переходит в гидраты, окислы и гидроокислы закисной или по большей части окисной формы. Окисные соединения железа осаждаются при рН 3 и более, а закисные могут находиться в растворе до рН 5—7. Так как рН самой верхней зоны остаточных продуктов коры выветривания обычно бывает около 5, а всех остальных, ниже расположенных зон более этой величины, то все окисные новообразования железа высаживаются в верхней части коры выветривания, концентрируясь в конечном счете здесь в форме окислов и гидроокислов. Лишь незначительная часть закисных соединений железа может мигрировать несколько вниз и переотложиться там в той же форме.

Таким образом, главная масса железа накапливается в остаточных продуктах верхних частей коры выветривания. На рис. 168 изображена зависимость растворимости железа, кремнезема и глинозема от рН раствора. На рисунке видно, что окисное железо, растворимое только в кислых растворах при рН < 3, практически не может мигрировать из зоны выветривания. Глинозем легко растворим в резкокислых и резкощелочных растворах, но в рамках значений рН от 4 до 9, т. е. в пределах значений, свойственных коре выветривания, он практически также нерастворим. Растворимость же кремнезема, минимальная при рН 2—4, заметно возрастает в нейтральных и щелочных растворах. Соотношение кривых растворимости окисного железа, алюминия и кремния в зависимости от изменения рН среды хорошо объясняет соотношение их соединений в коре выветривания.

На рис. 169 показаны поля устойчивости окислов и метасиликатов железа в зависимости от рН и Eh. раствора. Из рисунка следует, что с уве-

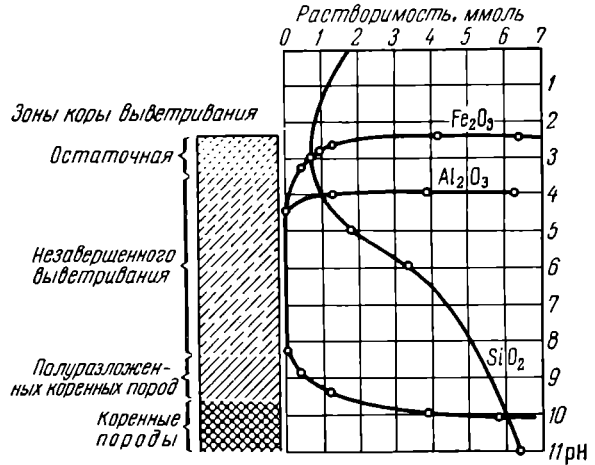


Рис. 168. Сопоставление растворимости окисного железа, кремнезема и глинозема в коре выветривания в зависимости от рН раствора

личением окислительно-восстановительного потенциала растворимость окисного железа возрастает.

Марганец относится также к слабомигрирующим элементам коры выветривания. Все его первичные соединения окисляются, переходя преимущественно в гидроокислы с трех- и четырехвалентным марганцем. Эти соединения, подобно железным, выпадают в осадок при низком значении рН и накапливаются вместе с последними в верхней части коры выветривания. В связи с тем, что гидрат окиси марганца в коллоидном

состоянии поглощает катионы ряда металлов, в марганцевой части остаточных продуктов коры выветривания концентрируются кобальт, отчасти никель, цинк и литий.

Кальций и магний высвобождаются при распаде породообразующих минералов коренных пород и образуют соединения, сравнительно легко растворимые в зоне окисления. Поэтому осуществляется их выщелачивание из коры выветривания. Часть соединений этих элементов, проникающая с раствором в нижние зоны коры выветривания, в царящих здесь восстановительных условиях переотлагается в форме вторичных карбонатов. Вначале выпадает карбонат кальция, а затем с повышением рН карбонат магния.

Калий и натрий особенно обильны при разложении полевошпатовых пород. Возникающие при этом соединения щелочных элементов легко растворяются и быстро выносятся из коры выветривания. В результате разрастается кора с мощной зоной низкого значения рН, подстилающаяся сравнительно узкой щелочной зоной с относительно высоким

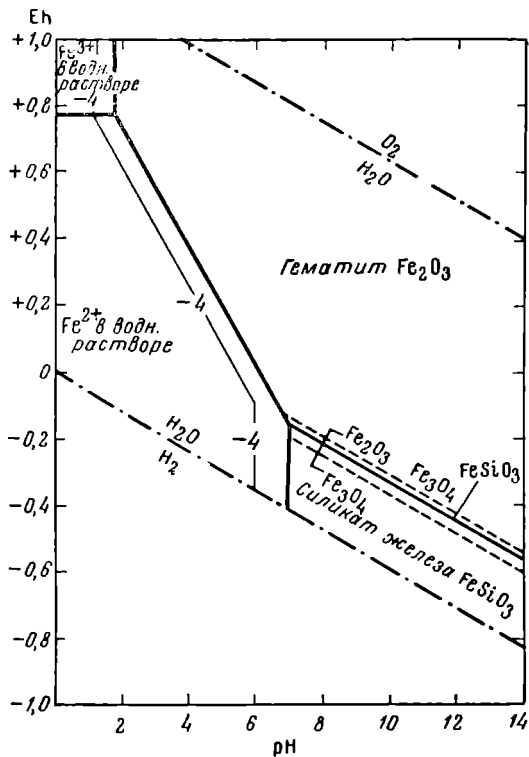


Рис. 169. Соотношения устойчивости окислов и метасиликата железа при 25° С и 1 атм общего давления в присутствии воды.

По Р. Гаррелсу

Предполагается, что в системе участвует силикатное стекло. Цифра —4 на тонких линиях — величина логарифма суммы растворенного железа в равновесии с твердыми веществами

значением рН, переходной к коренным калий-натровым породам.

Таким образом, из числа рассмотренных элементов в остаточных продуктах коры выветривания накапливаются по преимуществу соединения алюминия, а также железа и марганца, отчасти кремния; в переотложенных продуктах концентрируются соединения кремния, кальция и магния, отчасти железа и марганца; наиболее легко покидают кору выветривания щелочи, достаточно легко щелочноземельные элементы, труднее, но все же при определенных условиях выщелачиваются соединения кремния.

Особенности минералогии. Среди минералов, слагающих кору выветривания, выделяются:

1) реликтовые первичные минералы коренных пород, особенно устойчивые при химическом выветривании, такие, как кварц, рутил, магнетит и др.;

2) минералы начальной стадии разложения, сохранившие в той или иной степени кристаллическое строение, но претерпевшие изменения состава; к ним относятся гидрослюды, гидрохлориты, переходящие в дальнейшем в глинистые и иные продукты выветривания;

3) аморфные так называемые мутабильные минералы (А. Ферсман), представляющие переходные коллоидные выделения, с течением времени превращающиеся в свои кристаллические аналоги;

4) вторичные минералы, представляющие конечные продукты выветривания коренных пород.

Для коры выветривания особенно характерно развитие коллоидно-дисперсных минеральных групп. По И. Седлецкому, их начальной формой являются аморфные гели (мутабилиты), трансформирующиеся в промежуточные, временно устойчивые минералы (метастабилиты), которые в свою очередь со временем превращаются в устойчивые конечные минералы коры выветривания (стабилиты). Им исследованы ряды таких преобразований для различных групп коллоидно-дисперсных минералов коры выветривания; некоторые из этих рядов сведены в табл. 32.

Т а б л и ц а 32

Схема преобразования коллоидно-дисперсных минералов коры выветривания (по И. Седлецкому)

Мутабилиты	Мутастабилиты	Стабилиты
Силикагель	Метакварц Овал	Халцедон
Халцедон	Кварцин	Кварц
Лейтмейерит	Гидромонтмориллонит	Монтмориллонит, Mg, Na и пр. — монтмориллонит
Прокаолин	Гидрокаолинит	Каолинит (накрит, дикрит, монотермит)
Спорогелит	Метадиаспор	Диаспор
Гель бурого железняка	Турьит	Гематит
Вад	Псиломелан	Пирролюзит
Джиобертит	Гидромагнезит	Магнезит
Беммеленит	Гидросидерит	Сидерит

Т а б л и ц а 33

Характерные минералы коры выветривания

Породы	Зона полуразложённых коренных пород	Зона незавершённого выветривания	Зона остаточных продуктов выветривания
Основные	Серпентин, тальк, хлорит, вермикулит, керолит, девейлит, сециолит, палыгорскит, поптонит, халцедон, опал, кальцит, арагонит, доломит, магnezит, гидромагнезит, анкерит, гарниерит, ревдинскит, непуит, айдерлит, ревдинит	Нонтронит, ферримонтмориллонит, феррибейделлит, каолинит, гидроокислы железа, гидроокислы марганца, асболап, халцедон, опал, галлуазит, аллофан	Лимопит, гётит, гидрогомагатит, псиломелан — вад, пирролюзит, халцедон, опал
Кислые	Гидрослюды, гидрохлориты, кальцит, арагонит, магнезит, гидромагнезит, доломит, анкерит, сидерит, гипс	Каолинит, монтмориллонит, бейделлит, нонтронит, галлуазит, аллофан	Лимонит, гётит, гидрогомагатит, псиломелан — вад, пирролюзит, диаспор, бёмит, гиббсит

Перечень наиболее распространенных минералов коры выветривания кислых и основных изверженных пород по их зонам приведен в табл. 33.

Гальмиролиз. Гальмиролиз, или субмаринное выветривание, представляет собой химико-минералогическое преобразование первичных осадков на дне моря под воздействием морской воды и находящихся в ней солей, а также вследствие окисления и жизнедеятельности придонных организмов. Главное значение этот процесс имеет для образования бентонитовых и других разновидностей поглощающих глин, состоящих в основном из монтмориллонита и бейделлита и формирующихся при гальмиролизе туфов, осаждающихся на дне моря.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

В этом разделе рассматривается значение для образования кор выветривания и связанных с ними месторождений полезных ископаемых таких природных факторов, как климат, состав коренных пород, их тектоническая структура, рельеф местности, гидрогеология, длительность образования и эпохи формирования, а также связь месторождений выветривания с другими группами полезных ископаемых.

Климат. Главными элементами климатических условий, определяющими ход и интенсивность разложения коренных пород в коре выветривания, являются температура воздуха и почвы, а также количество и характер выпадающих осадков.

Температура имеет решающее значение в развитии профиля коры выветривания. По Мак Лафлину, изучавшему кору выветривания Новой Зеландии, с повышением температуры увеличивается количество каолинита, а с понижением — возрастает роль гидрослюд. Низкая температура полярных областей не создает условий для формирования коры выветривания.

В обстановке умеренной температуры приполярных широт возникает эмбриональная кора выветривания с выщелачиванием из нее легкорастворимых соединений, образующихся от разложения некоторых сульфидов, хлоридов, сульфатов, и лишь отчасти с выносом щелочей и щелочноземельных элементов. Теплый климат средних широт благоприятствует образованию хорошо проработанной коры выветривания, с вынесенными из нее в значительной степени щелочами и щелочноземельными элементами, а также некоторой части кремнезема. Жаркий климат тропиков создает условия для формирования наиболее зрелой коры выветривания, с полным или почти полным выносом из нее щелочей, щелочноземельных элементов и кремния. Таким образом, степень разложения коренных пород и зрелость коры их выветривания в сильнейшей степени зависят от количества тепла, связанного с температурой воздуха, и возрастают от полярных областей земли к экватору.

Влажность (малая) полярных областей, где осадки выпадают в виде снега, исключает образование коры выветривания. Такая же малая влажность низких широт, свойственная пустынному климату, приводит к развитию солонцов, связанных в своем образовании с капиллярным подъемом влаги горных пород к поверхности земли и к накоплению здесь корок хлористых, сульфатных и других легкорастворимых соединений, выщелоченных на глубине и выпавших в осадок при испарении горной влаги в пустыне. Среднее и регулярное выпадение осадков, создающее стабильное увлажнение верхней зоны земли, наиболее благоприятно для формирования коры выветривания. Обильные осадки в виде ливней, огромная масса вод которых быстро промывает приповерхностную часть земли, менее содействуют процессам химического разложения коренных пород.

Из всего вышеизложенного следует, что наиболее совершенные климатические условия для формирования коры выветривания и ее месторождений полезных ископаемых складываются в тропиках с их круглого-

дичной высокой температурой воздуха и длительными периодами непрерывного увлажнения почвы, а наименее благоприятные — в суровом климате заснеженных приполярных областей.

Однако климат со временем заметно меняется, и там, где ранее были тропические условия (например, на Южном Урале), сейчас стоит погода средних широт, а там, где в настоящее время царят холодные условия севера (например, на Колыме), в недавнее время была жаркая страна. Это объясняет наличие глубоких и зрелых кор выветривания, возникших в климатически благоприятных условиях геологически прошлого там, где в настоящее время климат малоблагоприятен или совсем неблагоприятен для их возникновения.

Решающее значение в образовании кор выветривания разного профиля климатических условий определяет их региональное зональное распределение на поверхности земного шара, соответствующее географической зональности Земли (рис. 170).

В зоне тундр процессы химического разложения настолько ослаблены, что кора выветривания здесь практически не образуется. В этой зоне преобладают явления физического разрушения горных пород, обусловленные в основном их размерзанием, создающие элювиально-делювиальные плащи обломочных пород, покрывающих коренные образования.

В таежно-лесной и степной зонах средних широт формируется кора выветривания гидрослюдистого и глинистого профиля с месторождениями каолиновых, галлуазитовых и монтмориллонитовых глин.

В субтропической и тропической зонах развивается наиболее зрелая кора выветривания латеритного профиля, с которой связана главная масса месторождений выветривания.

В пустынной зоне возникает специфический приповерхностный слой глинисто-песчаных продуктов аккумуляции, обогащенный хлоридно-сульфатными солями.

Состав коренных пород. Состав коры выветривания в существенной степени зависит от состава субстрата, при разложении которого она образовалась.

Ультраосновные и основные породы, в составе которых преобладают феррические минералы, разлагаются быстрее кислых пород и наиболее легко образуют кору выветривания. В соответствии с особенностями состава этих коренных пород на них возникают коры с мощной верхней зоной остаточных продуктов выветривания, сложенных «охрами», состав которых определяется развитием окислов и гидроокислов железа и марганца. На глубине, в зоне полуразложенных пород, обычно происходит мощное накопление продуктов инфильтрации, представленных преимущественно карбонатами кальция, магния и железа, а также силикатами никеля. В коре выветривания этих пород находятся месторождения железа (бурый железняк), никеля (силикатные руды), а также бокситов.

Кислые породы, состав которых определяется преобладанием силикатных минералов, преобразуются медленнее и кора выветривания формируется на них только в обстановке длительного и интенсивного разложения. В верхней зоне остаточных продуктов выветривания в зависимости от климатических условий накапливаются глины или бокситы, обычно слабо пигментированные окислами и гидроокислами железа и марганца, не похожие в связи с этим на зону охры коры выветривания феррических горных пород. Инфильтрация продуктов распада в зону полуразложенных пород осуществляется в незначительных размерах и без участия в их составе никеля и кобальта, свойственных коре выветривания ультраосновных и основных пород. В коре выветривания кислых пород возникают месторождения глин разного состава и бокситов.

Иные породы в зависимости от их состава при выветривании образуют кору, близкую к кислым или основным породам. Так,

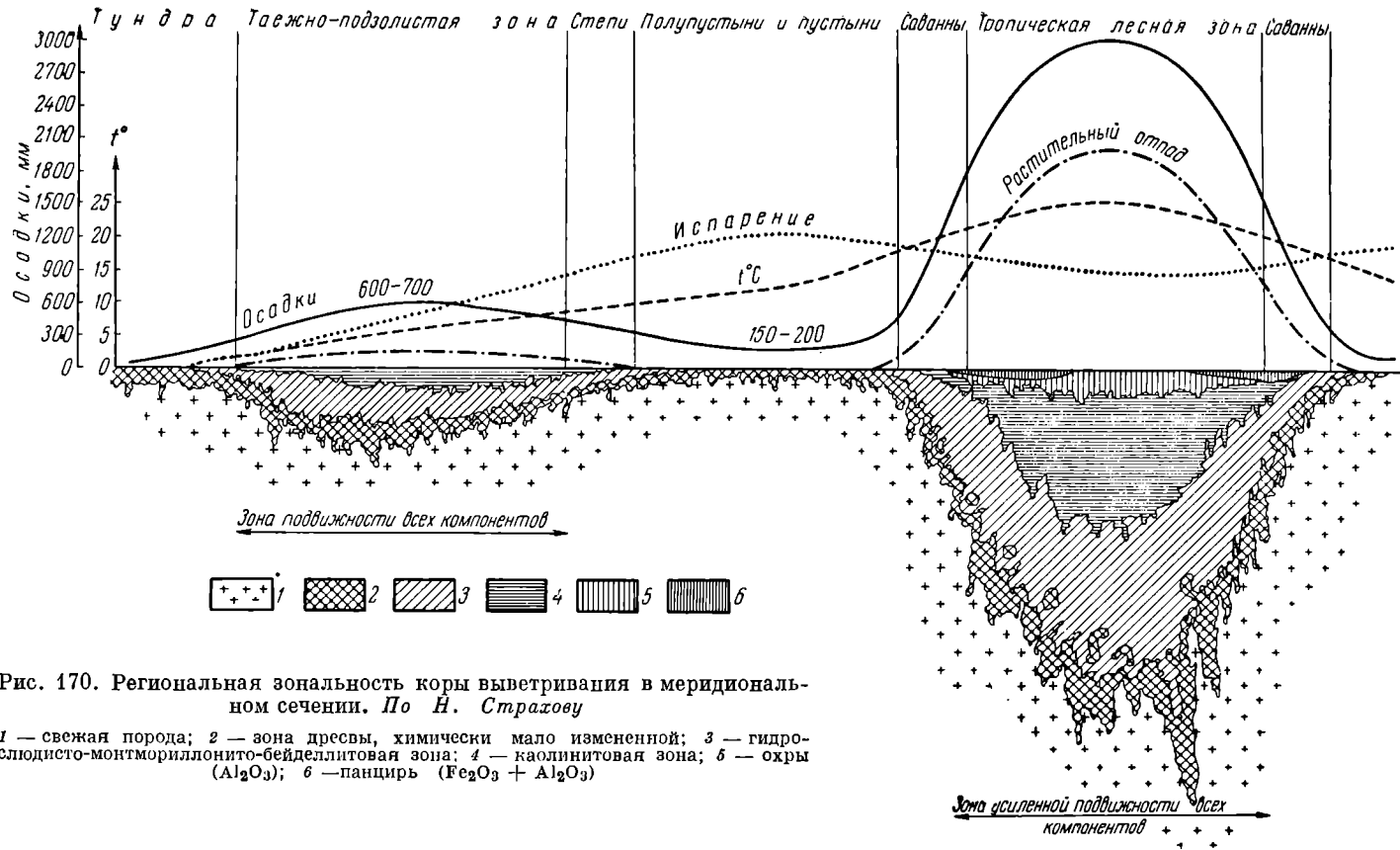


Рис. 170. Региональная зональность коры выветривания в меридиональном сечении. По Н. Страхову

1 — свежая порода; 2 — зона дресвы, химически мало измененной; 3 — гидрослюдисто-монтмориллонито-бейделлитовая зона; 4 — каолининовая зона; 5 — охры (Al_2O_3); 6 — панцирь ($Fe_2O_3 + Al_2O_3$)

например, по данным Н. Лисициной, в Центральном Казахстане на песчано-сланцевых породах развивается кора мощностью от 1 до 10 и реже до 50 м, имеющая следующее строение (снизу вверх):

1) зона гидрослюдистых глин с окремнением заключенных в них карбонатных пород;

2) зона каолиновых глин с примесью гидрослюды;

3) зона каолиновых глин со скоплениями бурого железняка.

В том же районе на эффузивных и туфогенных породах возникает кора близкого строения (снизу вверх):

1) зона гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин;

2) зона каолиновых глин с примесью гидрослюды;

3) зона каолинита.

Вследствие химического выветривания слабоминерализованных вулканогенных и осадочных пород различного состава могут образоваться остаточные и инфильтрационные месторождения марганца, барита, золота, свинца и других полезных ископаемых, находящихся в коренных породах в незначительных непромышленных концентрациях.

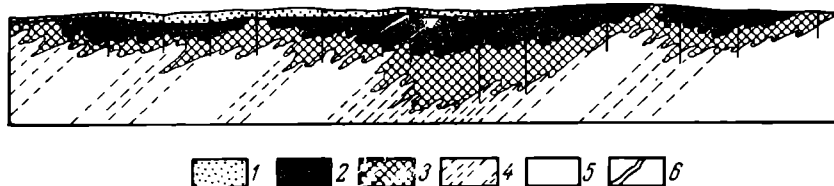


Рис. 171. Развитие контура площадной коры выветривания по трещинам в серпентинитах. По И. Корину

1 — суглинки; 2 — нитропитивированные змеевики; 3 — выщелоченные змеевики; 4 — малоизмененные змеевики; 5 — змеевики; 6 — жильные породы

Геологическая структура. Тектонические дислокации и деформации имеют значение как для образования месторождений выветривания, так и для последующего их существования.

Дорудные тектонические деформации определяют пути проникновения приповерхностных вод в коренные породы, вдоль которых зарождаются и разрастаются участки коры выветривания, сливающиеся иногда, по мере их развития, в единые залежи, сохраняющие тем не менее следы структурного контроля в их формировании. Главными элементами тектонического контроля при образовании месторождений выветривания являются отдельные трещины и их системы, особенно сближенные в виде зон трещиноватости, дробления или рассланцевания. Такого рода трещины или их пучки полностью определяют позицию и особенности морфологии месторождений линейного типа. Но и в площадных месторождениях отмечается приспособление в размещении рыхлых продуктов коры выветривания к ориентировке систем трещин в коренных породах, обуславливающих вытянутость как общих контуров, так и отдельных языков коры вдоль преобладающих направлений тектонических трещин (рис. 171).

Для геологии некоторых месторождений выветривания имеют существенное значение тектонические явления, возникающие после образования этих месторождений. Особенно важны расколы площадей распространения коры выветривания на тектонические блоки и перемещения этих блоков друг относительно друга. При этом могут возникнуть три главных случая, по-разному влияющих на сохранность месторождений выветривания. В первом случае такие месторождения оказываются на приподнятых блоках, разрушаются эрозией и не сохраняются. Во втором случае кора выветривания вместе с находящимися в ней месторождениями сильно опускается в нисходящих блоках, перекрывается мощными толщами молодых осадков, оказывается глубоко захороненной и труднодоступной для исследования и освоения. В третьем, наиболее благоприятном случае,

месторождения коры выветривания сохраняются под тонким покровом молодых отложений в неглубоко погребенных тектонических блоках.

Рельеф местности. Сильно расчлененный высокогорный рельеф местности, в условиях которого физическое разрушение склонов ущелий опережает химическое разложение слагающих их пород, неблагоприятен для развития коры выветривания и месторождений выветривания. Также не очень благоприятен сильно сглаженный равнинный ландшафт, особенно с высоким стоянием уровня грунтовых вод, не создающим условия для разложения пород в зоне аэрации. Оптимальные условия для формирования месторождений выветривания определяются среднегорной, холмистой топографией местности, обеспечивающей просачивание метеорных осадков до уровня грунтовых вод и их активный водообмен под дренирующим влиянием местного базиса эрозии.

Для формирования месторождений выветривания имеют значение не только крупные формы рельефа местности, но также и особенности микрорельефа, определяющиеся превышением возвышенностей над впадинами в первые десятки метров при уклоне поверхности всего лишь в 2—4°. По И. Савельеву, на повышенных участках такого микрорельефа на Южном Урале в результате выветривания серпентинитов происходила концентрация силицифицированного серпентинита, а на пониженных участках — накопление никеленосных нонтронитов. Вследствие этого залежи силикатных никелевых руд коры выветривания на Южном Урале оказались расположенными в локальных впадинах, окруженных гребнями окремненного серпентинита.

Гидрогеология. Остаточные месторождения выветривания формируются в зоне аэрации, находящейся выше уровня грунтовых вод. Для их образования имеет значение степень проницаемости пород метеорными водами, просачивающимися с поверхности в глубь земли. Неблагоприятны для развития процессов выветривания, с одной стороны, водоупорные непроницаемые или плохо проницаемые породы типа глин, а с другой стороны, слишком легко проницаемые кавернозные отложения, не задерживающие фильтрацию воды. Оптимальные условия для химического преобразования пород складываются в породах, обладающих такой пористостью и трещиноватостью, которые создают проницаемость, обеспечивающую легкое впитывание поверхностных вод и их устойчивое, но замедленное продвижение книзу.

Теоретически остаточные месторождения выветривания, развиваясь вниз от дневной поверхности, могут достичь уровня грунтовых вод. Если при этом уровень грунтовых вод будет медленно опускаться, то синхронное погружение уровня воды и наступающее на него химическое разложение обеспечат образование мощной и концентрированной коры выветривания. Наоборот, если со временем уровень грунтовых вод поднимется и достигнет коры выветривания, то развитие ее прекратится, а созданные ранее остаточные месторождения выветривания законсервируются под грунтовой водой.

Значительно более сложное влияние оказывает гидрогеологический режим на условия образования инфильтрационных месторождений. Будучи связанными исключительно с водами, проникающими от поверхности на глубину, достигающую нескольких сотен и даже первых тысяч метров, они подчиняются в своем размещении путям движения этих вод. Если воды проникают по системе водопроницаемых пластов, заключенных в толще плохо проницаемых пород, то на глубине возникают пластовые и пластообразные залежи инфильтрационных месторождений. Наилучшие условия для их образования создаются, когда погружающийся на глубину пласт водопроницаемых пород подстилается и перекрывается водоупорными породами, обеспечивающими глубокую и концентрированную циркуляцию воды артезианского типа. Более сложная обстановка формирования инфильтрационных месторождений создается при циркуля-

ции вод по трещинам и зонам трещин, особенно в монолитных, не расслоенных породах. При этих условиях возникают инфильтрационные месторождения сложных очертаний трещинного типа.

Длительность формирования. Образование зрелой, мощной и хорошо развитой коры выветривания, заключающей значительные месторождения полезных ископаемых, требует много времени. Время необходимо для разложения и выщелачивания даже наиболее легко преобразующихся соединений, вроде некоторых сульфидов, сульфатов, хлоридов и им подобных образований. Еще больше времени уходит на распад силикатов, проходящих через несколько стадий преобразования. И, наконец, максимальное время затрачивается на разрастание коры выветривания сверху вниз, накопление в верхней части ее мощных остаточных продуктов разложения за счет постепенного выщелачивания растворимых соединений на все большую и большую глубину, вслед за плавным опусканием низких значений рН среды в области, где до этого господствовали щелочные условия. Вот почему крупные месторождения выветривания формировались в течение длительного времени. Их примером могут служить месторождения выветривания силикатных никелевых руд на змеевиках Южного Урала, созданные в период времени от рэа до нижней юры, т. е. в течение 15—20 млн. лет.

Геологический возраст. Наилучшие условия для образования месторождений выветривания при соответствующей природной и физико-химической обстановке складывались в периоды длительных перерывов в морском осадкообразовании при отступлении моря. Такие условия были чрезвычайно редки на ранней, средней и поздней стадиях всех геосинклинальных циклов развития. Они чаще возникали в пределах складчатых областей эписинийской, эпикаледонской, эпигерцинской, эпикиммерийской и юной альпийской платформ и возрождались в дальнейшем как на древних, так и на более молодых платформах при регрессии эпиплатформенных морей и возникновении континентального режима геологических процессов. В соответствии с этим к настоящему времени в различных районах Советского Союза и во всем мире выявлены коры выветривания и заключенные в них месторождения полезных ископаемых разного возраста — от древнейших до самых юных.

По В. Петрову, коры выветривания известны на поверхности архейских пород Карелии под отложениями протерозоя. Описана кора выветривания протерозоя, перекрытая отложениями нижнего кембрия Подмосковья. Известна девонская докаменноугольная и каменноугольная кора выветривания Курской магнитной аномалии, Донбасса, Кузбасса и других районов. Хорошо изучена кора выветривания верхнего триаса — нижней юры Урала, Казахстана, Украины, Западной Европы и Северной Америки. Известна кора выветривания верхнемеловая, середины третичного времени, верхнетретичного и четвертичного времени.

Связь с другими генетическими группами. Месторождения выветривания образуют достаточно обособленную группу экзогенной серии полезных ископаемых. Связь их с месторождениями других групп двойственная. С одной стороны, в коре выветривания преобразуются в той или иной степени коренные месторождения как эндогенной, так и экзогенной серии, описанные в следующей главе. С другой стороны, кора выветривания служит мощной природной кладовой минеральной массы, без снабжения из которой невозможно образование многих россыпных и осадочных месторождений полезных ископаемых

ОСТАТОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Остаточные месторождения выветривания располагаются на породах, при выветривании которых они сформировались. В основном это остаточный материал от выветривания, но обычно в той или иной степени обога-

щенный продуктами инфильтрации, иногда особенно обильными в зоне полуразложившихся материнских пород. К ним принадлежат остаточные месторождения силикатных никелевых руд, бурых железняков, магнезита, талька, марганца, бокситов, каолина, апатитов, барита, золота и других металлов (олова, свинца и пр.).

Месторождения силикатных никелевых руд. Остаточные месторождения силикатных никелевых руд связаны с корой выветривания аподунитовых и апоперидогитовых серпентинитов, сформированной в обстановке тропического и субтропического климата мезозойского, третичного и четвертичного времени. Они известны на Южном Урале, в Бразилии, в Новой Каледонии, на Мадагаскаре, на Кубе. Примером их могут служить месторождения Среднего и Южного Урала, кратко описываемые ниже по материалам И. Гинзбурга, Г. Грицаенко, И. Корина, В. Разумовой, И. Рукавишниковой, А. Хабакова, И. Эдельштейна и др.

Месторождения силикатных никелевых руд распространены на восточном склоне Среднего и Южного Урала и приурочены к коре выветривания серпентинитовых массивов, сформированных на месте ультраосновных интрузивов начальной стадии герцинского геосинклинального цикла развития. Поясовое распределение этих массивов, вытянутых цепями вдоль глубоких разломов, ограничивающих геосинклинальные трюги герцинской геосинклинали Урала, обусловили поясовое размещение никелевых месторождений выветривания, вытянутых в субмеридиональном направлении, согласно с генеральным планом геологических структур Урала.

Образование месторождений выветривания на Южном Урале происходило в течение длительного континентального периода, который наступил со времени верхней перми и продолжался по крайней мере до среднеюрской эпохи, в обстановке жаркого субтропического климата триасового времени, сменившегося в дальнейшем более умеренным и влажным климатом. В это время закончилась пенеппенизация герцинских гор и была создана та доюрская поверхность выравнивания, которая повсюду на Южном Урале разделяет мезо-кайнозойские толщи от подстилающих их палеозойских пород.

В течение длительного континентального перерыва коренные породы подверглись глубокому преобразованию, особенно интенсивному в условиях субтропического выветривания триасового времени. В результате образовались обширные площади коры химического разложения с месторождениями выветривания нижнего мезозоя, сопровождавшиеся плащами разнообразных делювиальных отложений.

Об интенсивности химических преобразований этого времени свидетельствует то обстоятельство, что средняя мощность коры выветривания Южного Урала близка к 60 м, а местами она проникает даже до глубины 160—180 м. В это время на гранитах возникли залежи каолина, на основных породах — скопления галлуазитовых и монтмориллонитовых охристых глин, на яшмах — марганцовые шляпы, на колчеданных телах — железные шляпы, а на серпентинитах — месторождения бурых железняков и силикатных никелевых руд.

В нижнеюрское время произошли дифференциальные движения крупных тектонических блоков, одни из которых опустились, а другие поднялись, что привело к оживлению эрозионной деятельности. Вследствие этого часть площади коры выветривания вместе с ее месторождениями была размыта, а другая часть была погребена под делювиально-озерными тонкоотмученными или грубообломочными осадками континентальной юры.

Во второй половине юрского периода западная и юго-западная окраины Южного Урала начали испытывать крупное опускание, в результате чего эта часть кряжа с конца средней юры была захвачена морем, просуществовавшим здесь непрерывно до конца нижнего мела. Восточный склон

Южного Урала и центральная метаморфическая полоса оставались областью слаборасчлененной прибрежной суши, сильно сnivelированной уже в нижнемеловое время.

Верхнемеловое время ознаменовалось общим погружением вторично неплененизированного Южного Урала под уровень моря, законсервировавшего кору выветривания до конца палеогена. Характер верхнемеловой и палеоценовой флоры свидетельствует о влажном и теплом субтропическом климате этого времени.

По мере отступления палеоценового моря по направлению с севера на юг на освобождавшихся участках суши начался континентальный размыв, положивший начало современному циклу развития рельефа страны. При этом иногда вновь возникали незначительные процессы выветривания, по своей интенсивности совершенно несравнимые с мощным латеритным выветриванием доюрского цикла.

Вследствие длительной истории формирования коры выветривания, характеризующейся чередованием наступления и отступления моря, тектонического затишья и оживления, конечная картина ее строения на Южном Урале оказалась чрезвычайно мозаичной. Здесь наряду с участками сохранившейся и слабо преобразованной коры выветривания имеются площади с уничтоженной корой, а также районы с корой, глубоко-погруженной под средне- и верхнемезозойскими, а также третичными и четвертичными отложениями. Общая схема развития коры выветривания на Южном Урале от нижнего триаса до неогена показана на рис. 172.

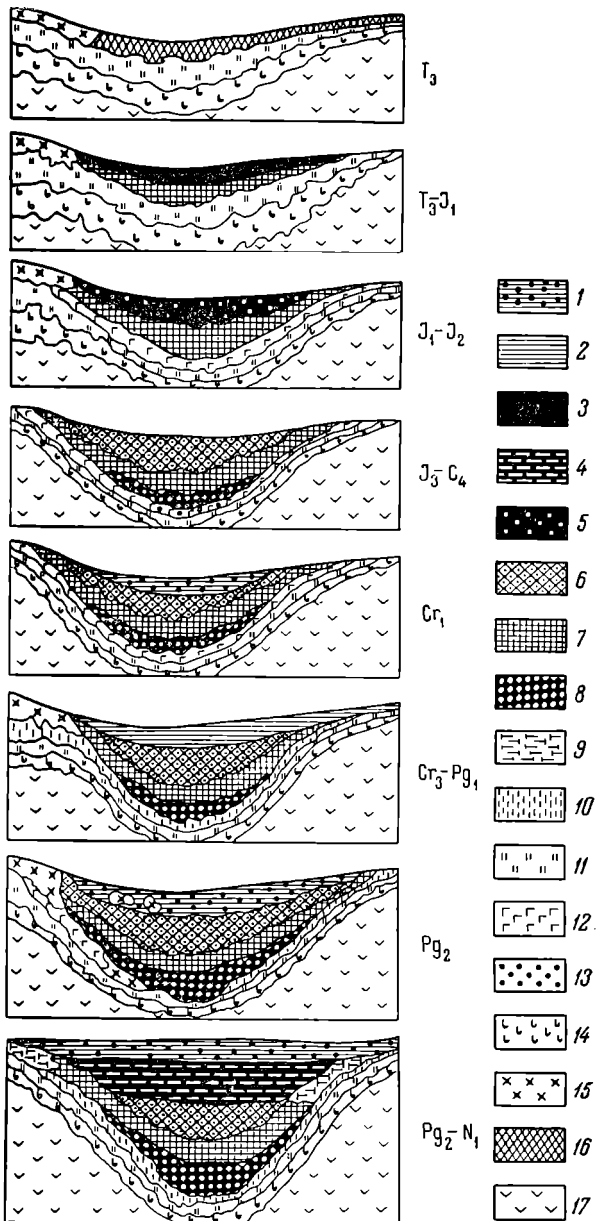


Рис. 172. Схемы развития коры выветривания на Южном Урале. По И. Гинзбургу

1 — осадочные породы из продуктов выветривания; 2 — верхнемеловые отложения; 3 — охры; 4 — охры переотложенные; 5 — охры марганцовистые; 6 — охры с бейделлитом; 7 — нонтрониты; 8 — нонтрониты с никелевыми силикатами; 9 — нонтрониты переотложенные; 10 — серпентиниты выщелоченные; 11 — серпентиниты выщелоченные и карбонатизированные; 12 — серпентиниты выщелоченные и доломитизированные; 13 — серпентиниты выщелоченные с арагонитом; 14 — серпентиниты выщелоченные с магнетитом; 15 — серпентиниты выщелоченные силифицированные; 16 — серпентиниты дезинтегрированные; 17 — серпентиниты свежие

Общая схема развития коры выветривания на Южном Урале от нижнего триаса до неогена показана на рис. 172.

Образовавшиеся вследствие нижнемезозойского выветривания некоторых серпентинитовых массивов Южного и Среднего Урала месторождения силикатных никелевых руд имеют различную морфологию. И. Гинзбург выделяет месторождения халиловского типа, имеющие площадной характер и представленные плащами, перекрывающими слабораздробленные серпентиниты. Наряду с этим отмечаются месторождения аккермановского типа в виде линейных зон выветривания, тяготеющих к разломам, в серпентинитах, и уфалейского типа с рудными залежами, гнездящимися вдоль контакта серпентинитов и палеозойских известняков.

Поскольку формирование месторождений силикатных никелевых руд обусловлено разложением серпентинитов в коре выветривания, уместно рассмотреть детали этого процесса, важные для понимания условий накопления соединений никеля. Апоперидотитовые и аподунитовые серпентиниты Урала состоят преимущественно из серпентина (ферросерпентина), представленного хризотилом и антигоритом. В меньших количествах встречаются бастит и серпофит. Кроме того, известны реликты оливина и пироксенов, а также актинолит, тремолит, хлорит, магнетит, хромит, хромшпинелиды, тальк, карбонаты и другие более редкие минералы. В соответствии с этими минеральными особенностями породы химический состав ее определяется наличием кремнезема 35—40 %, окиси магнезия 32—40 %, железа закисного 0,6—2 % (редко до 6 %), железа окисного до 7,5 %, глинозема до 1 % (редко до 2 %), окиси никеля 0,2—0,4 %, окиси кобальта 0,01—0,07 %.

Химико-минералогическое преобразование серпентина в коре выветривания под влиянием гидролиза проходит через ряд стадий. Согласно И. Гинзбургу, вначале из ферросерпентина формируется феррибейделлит (рН 8—7), затем возникает ферримонтмориллонит (рН 7,5—7), далее образуется ферригаллуазит (рН 6,5—6) и, наконец, гидроокислы железа (рН < 6). При этом еще на ранней ступени такого преобразования, при переходе серпентина в бейделлит, высвобождается магний, переходящий в раствор в виде легкорастворимых простых серноокислых и углекислых солей и свободно мигрирующий из коры выветривания. Сразу же начинается миграция кремнезема, продолжающаяся на всем протяжении преобразования серпентина и приводящая в конце концов к его значительному выщелачиванию.

В конечном счете в верхней части зрелой коры выветривания накапливаются остаточные продукты разложения серпентинита, состоящие в основном из гидроокислов железа. Часть магнезия, кальция, кремния и железа при этом перемещается с раствором в глубь коры выветривания и при изменении рН среды вновь выпадает в осадок в виде вторичных минералов зоны незавершенного выветривания и особенно зоны полуразложившихся коренных пород. Такова качественная схема преобразования змеевиков при формировании остаточных месторождений никелевых руд. К сожалению, количественная сторона происходящей при этом перегруппировки химических элементов, основанная на средних статистических величинах данных представительного опробования материнских и измененных пород, не разработана.

Никель в материнских породах находится по преимуществу в оливине и отчасти в ромбическом пироксене. Содержание никеля в оливине повышается с увеличением его магнезиальности и с уменьшением железистости и колеблется в пределах от 0,3 до 0,4 %. Основная его масса находится в виде изоморфной примеси с магнием; некоторая часть — в форме тонкодисперсных сульфидов. Содержание никеля в исходных породах снижается при переходе от аподунитовых к апопироксенитовым серпентинитам и от их магнезиальных разновидностей к железисто-магнезиальным (табл. 34).

Из оливина и пироксена никель переходит в серпентин. Он высвобождается на ранних стадиях разложения последнего и переходит в водный раствор. В водном растворе никель находится преимущественно в виде

Среднее содержание никеля (в %) в серпентинитах различного состава (по И. Эдельштейну)

	Дунитовые	Перидотитовые	Широксепитовые
Магнезиальные	0,24	0,21	0,16
Железисто-магнезиальные	0,16	0,15	0,07

бикарбоната, менее в форме сульфата и, вероятно, еще реже как золь $Ni(OH)_2$ (И. Гинзбург). В таком состоянии он выносится из верхней части коры выветривания в глубь ее и здесь вновь отлагается в виде вторичных никелевых и никельсодержащих минералов.

При этом никель в существенной степени сепарируется от железа в связи с легкой окисляемостью последнего и отложением его при малых значениях pH; он отделяется также от марганца и кобальта, окисляющихся позднее железа, но раньше никеля. Лишь иногда никель концентрируется в гидроокислах железа (гидрогётите), предположительно в форме гидрата закиси, образуя своеобразный тип никелевых месторождений в зоне охр (И. Эдельштейн). Кальций и магний, наоборот, мигрируют глубже никеля и отлагаются при больших значениях pH.

Таким образом, возникает вертикальная зональность в размещении всех этих совместно мигрирующих элементов в разрезе коры выветривания и происходит концентрация никеля по сравнению с содержанием его в коренной породе в 5—10—15 раз.

Остаточные месторождения силикатных никелевых руд обладают достаточно отчетливым зональным строением, особенно характерным для залежей площадного типа. В соответствии с общей схемой строения коры выветривания в этих месторождениях выделяется три зоны (сверху вниз):

1) зона остаточных продуктов выветривания, сложенная в основном гидроокислами железа (зона охр); 2) зона незавершенного выветривания, сложенная по преимуществу феррибейделлитом и ферримонтмориллонитом (нотронитовая зона); 3) зона полуразложившихся пород, состоящая из полуразложившегося и выщелоченного серпентинита. Состав последних двух зон осложняется наличием в них продуктов инфильтрации (рис. 173).

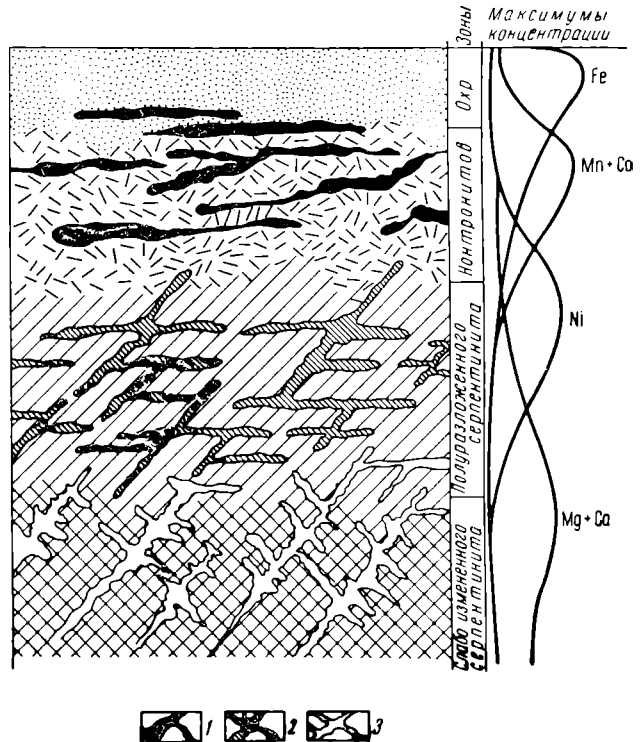


Рис. 173. Схема зонального строения остаточного месторождения силикатных никелевых руд в коре выветривания серпентинитов площадного типа

1 — гидроокислы марганца с сорбированным кобальтом; 2 — гидросиликаты никеля; 3 — карбонаты магния и кальция

Зона охр средней мощностью около 6 м состоит по преимуществу из гидроокислов железа и обычно не содержит промышленных концентраций никеля; лишь иногда в ней образуются скопления никелевой руды.

Нонтронитовая зона средней мощностью от 4 до 12 м сложена главным образом феррибейделлитом и ферримонтмориллоном, содержит скопления гидроокислов марганца, сорбировавших кобальт в количествах, иногда достигающих промышленной концентрации; в ней уже появляются участки с промышленным содержанием никеля.

Зона полуразложженного и выщелоченного серпентинита мощностью от 5 до 25 м обогащена скоплениями вторичных никелевых минералов, обычно представленных гарниеритом $Ni_4[Si_4O_{10}][OH]_4 \cdot 4H_2O$, ревдинскитом $(Ni, Mg)_6[Si_4O_{10}][OH]_8$, менее — непунитом (кристаллическая разновидность ревдинскита), айдырлитом $Ni_2Al_4[SiO_4]_3(OH)_4 \cdot 5 \cdot 1/2 H_2O$ и ревдинитом (никельсодержащий феррибейделлит). Кроме того, никель вследствие прямой и обменной сорбции входит в состав ферримонтмориллонита, феррибейделлита, магниевых силикатов, хлоритов и других минералов. В нижней части этой зоны накапливаются переотложенные карбонаты магния, кальция и железа, проникающие еще ниже в зону слабоизмененных серпентинитов.

Месторождения бурых железняков. При выветривании серпентинитов происходит концентрация не только никеля, но также железа, а иногда марганца и кобальта. Возникающие при этом остаточные месторождения бурых железняков обычно обогорожены и поэтому носят название природно легированных руд. В образованных таким путем окисленных рудах железа, марганца, никеля и кобальта существуют переходы, позволяющие выделять среди них следующие разновидности: 1) слаболегированные никелем и кобальтом железные руды, 2) легированные никелем и кобальтом железные руды, 3) комплексные железо-кобальтовые руды, 4) комплексные никель-кобальтовые железные руды, 5) комплексные железо-никелевые руды, 6) комплексные железо-марганец-никелевые руды, 7) никелевые руды (железистые, магниезиальные, железисто-магниезиальные, железисто-марганцовые, кремнистые), 8) кобальтовые (марганцовистые) руды (Б. Кротов).

Остаточные месторождения природнолегированных железных руд известны на Урале (Елизаветинское, Уктусское, Стрижевское и др.), на Кавказе (Малка); из зарубежных наиболее значительны месторождения Кубы (с запасами более 3 млрд. т), Индонезии, Филиппинских островов, Западной Африки (Юнакри), США (Клилум, Вашингтон),

Елизаветинское месторождение. Это месторождение находится на восточном склоне Среднего Урала и приурочено к коре выветривания линейного типа в массиве дунита. Рудные скопления вытянуты по простиранию трещиноватых зон, образуя в плане серию крутопадающих гнездообразных залежей, распространяющихся до глубины 100 м. Они состоят из гидрогётита с примесью феррибейделлита, ферримонтмориллонита, гидроокислов марганца, гарниерита, ревдинскита, а также реликтовых минералов коренных пород, среди которых наиболее существенное значение имеет хромит. Наличие минералов никеля и хрома обуславливает природнолегированный характер руды, обогороженной этими металлами. Залежи железной руды подстилаются зоной окремненных дунитов, сформированной вследствие инфильтрации кремнезема из остаточных продуктов выветривания, какими являются бурые железняки.

Малкинское месторождение. Это месторождение находится на Северном Кавказе и имеет более сложное геологическое строение, обусловленное переывом части бурых железняков вследствие морской трансгрессии. Район месторождения в основном сложен палеозойскими песчано-сланцевыми породами, сложенными в складки и провальными массивами перидотитов ранней стадии герцинского геосинклинального цикла развития, в значительной степени преобразованными

в серпентиниты. На них трансгрессивно с угловым несогласием залегают пологопадающие к северу песчано-глинисто-углистые сланцы нижней юры, выше которых располагаются песчаники, а затем известняки верхней юры и нижнего мела (рис. 174). На серпентинитах развита кора выветривания, имеющая мощность до 50—70 м.

В разрезе коры выветривания выделяются (сверху вниз): 1) зона охр (бурых железняков), 2) зона кремненных серпентинитов, 3) зона карбонатизированных серпентинитов, 4) зона полуразложившихся и выщелоченных серпентинитов, 5) зона слабоизмененных серпентинитов.

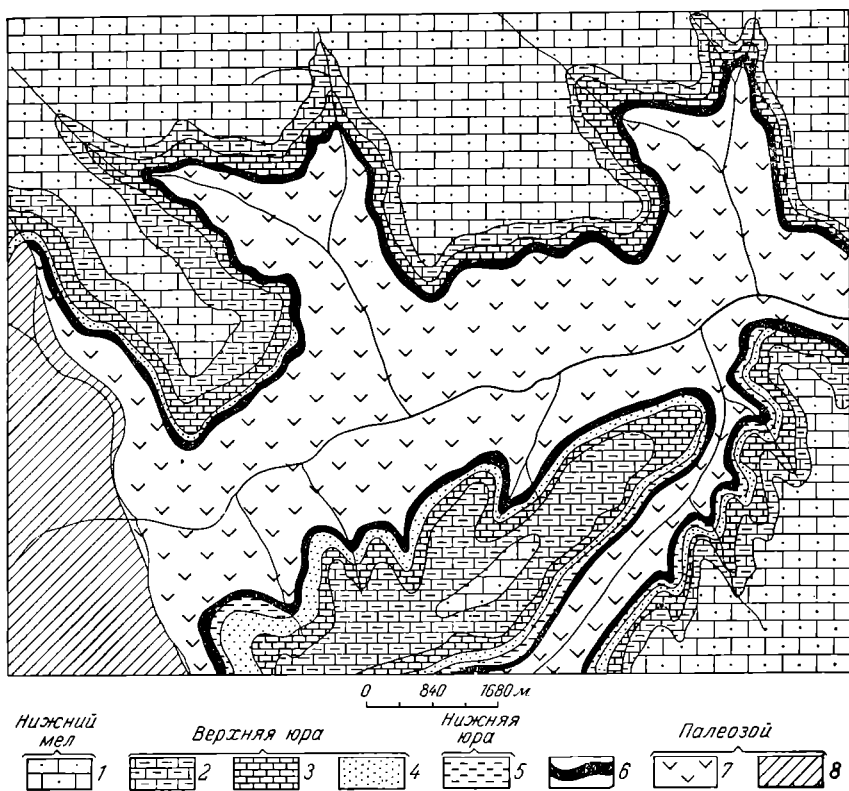


Рис. 174. Схема геологического строения Малкинского месторождения железных руд.
По М. Калганову

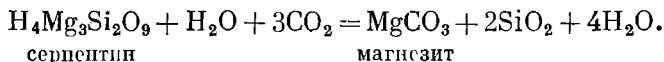
1 — валанжин, известняки; 2 — титон, гипсоносная толща, красные глины с прослоями известняков и алебастров; 3 — кимеридж, литографские известняки; 4 — келловей, оксфорд — лузитап (?); кварцевые песчаники, песчаные кавриозные известняки, доломитизированные известняки; 5 — тоар, угленосная толща (песчано-глинистые угленосные сланцы); 6 — предтоарская кора выветривания и железорудный горизонт; 7 — серпентиниты, перцолиты; 8 — силур (?), метаморфизованные глинистые сланцы, песчаники, кварциты

Кроме залежей в зоне охр, железная руда находится в переотложенном состоянии в основании нижнеюрских морских осадков в виде линз и пластообразных залежей на серпентинитах. В связи с прерывистым характером нижнеюрской трансгрессии, определяющимся чередованием временных отступлений моря, наблюдается несколько полос переотложенных бурых железняков, фиксирующих максимальное продвижение береговой линии в отдельные ритмы наступления моря.

Охристые руды коры выветривания состоят в основном из гидрогетита с примесью хромита, вторичных минералов никеля, гидроокислов марганца и нонтронита. Среди переотложенных руд нижней юры выделяются магнетито-хлоритовые, плотные глинистые, мелкоолитовые и крупноолитовые хлорит-магнетит-гематит-гидрогетитового состава.

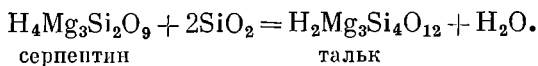
Остаточные месторождения бурых железняков обладают неправильной формой залежей, широким диапазоном запасов (от незначительных до очень крупных), изменчивым содержанием железа, в пределе достигающем 60 %, и вхождением в их состав хрома (в среднем около 1 %), никеля (в среднем около 0,3—0,6 %), марганца (от десятых до первых процентов); существенным достоинством этих месторождений является возможность разработки их открытым способом сравнительно неглубокими карьерами.

Месторождения магнезита. Остаточные месторождения магнезита формируются при гидrolитическом разложении серпентинитов водами, богатыми углекислотой. Высвобождающийся при химическом разрушении серпентина магний переходит в раствор, выносится из верхней зоны коры выветривания и переотлагается в виде карбоната на глубине, преимущественно в зоне полуразложившихся коренных пород. Схема этих преобразований следующая:



Такие скопления магнезита в виде прожилков, стяжений и неправильных масс часто ассоциируются с остаточными месторождениями бурых железняков и силикатных никелевых руд в коре выветривания серпентинитов, но размещаются в более глубоких горизонтах ее. Примером их может служить Х а л и л о в с к о е м е с т о р о ж д е н и е на Южном Урале. Оно приурочено к коре выветривания крупного массива серпентинитов. Сверху кора сложена глинисто-охристой остаточной массой, а на глубине — полуразложившимся, выщелоченным и вторично окремненным серпентинитом, разбитым трещинами, заполненными магнезитом. Этот магнезитовый штокверк в выветрелых серпентинитах обладает большим площадным развитием, но выклинивается на глубине всего в 10—15 м. Запасы магнезита в нем оцениваются в миллионы тонн. Аналогичные остаточные месторождения магнезита известны в коре выветривания и других серпентинитовых массивов Среднего и Южного Урала, а также в Казахстане; из зарубежных отмечаются месторождения Кубы, Индии, Южной Африки, Греции, Новой Каледонии.

Месторождения талька. Отнесение некоторых месторождений талька, известных среди серпентинитов, к остаточным месторождениям более спорно, чем месторождений магнезита, хотя и те и другие иногда встречаются в сходных условиях. Тальк формируется под воздействием кремниеслых водных растворов на серпентин по следующей схематической реакции:



Большинство исследователей полагают, что такое преобразование протекает под влиянием глубинных гидротермальных растворов. Однако оно возможно и при воздействии щелочных водных растворов глубоких зон коры выветривания серпентинитов, несущих в своем составе кремнезем, выщелачиваемый из верхних ее зон. Более уверенно к остаточным относятся месторождения талька, формирующиеся при выщелачивании доломитов и накоплении в остатке этого минерала, как это имело место в Киргитейске (Енисейский кряж).

Месторождения марганца. Остаточные месторождения марганца возникают при выветривании горных пород, содержащих в своем составе минералы марганца низших валентностей. Согласно А. Бетехтину, легче других в зоне окисления разлагаются карбонаты марганца, превращающиеся в гидроокислы четырехвалентного марганца, главным образом в вернадит и псиломелан. Сравнительно легко разлагаются также силикаты марганца (родонит и др.), безводные окислы этого металла (гаусманит, браунит, манганит). Все они точно так же замещаются псиломеланом, ко-

торый постепенно переходит в безводную двуокись марганца — пиролюзит, самый устойчивый из всех марганцевых минералов в коре выветривания.

Таким образом, за счет разложения марганецсодержащих пород в коре выветривания создаются остаточные месторождения окисных марганцевых руд. Часть марганца при этом может временно перейти в раствор и быть переотложенной в нижних зонах коры выветривания в форме неправильных скоплений землистых, сажистых масс, прожилков, гнезд и конкреций. Такие остаточные месторождения марганца известны в коре выветривания известняков, яшм, туфов, ультраосновных и основных глубинных изверженных и других пород, первичное содержание марганца в которых измеряется обычно десятными долями — первыми процентами. В коре выветривания формируются залежи с содержанием марганца в десятки процентов. В остаточных месторождениях марганца, образованных при выветривании змеевиков, иногда концентрируются гидроокислы марганца, содержащие кобальт (и никель), называемые асболоном.

Остаточные месторождения марганца известны в древних и современной корях выветривания на Кубе, в Индии, в Африке, в субтропических широтах Америки, в частности в Бразилии, в Австралии; в Советском Союзе подобные месторождения и рудопроявления известны в мезозойской коре выветривания Среднего и Южного Урала и Казахстана.

Месторождения бокситов. Формирование всех месторождений бокситов тесно связано с корой выветривания; часть из них образуется за счет переотложения продуктов коры выветривания в водной среде и относится к осадочным образованиям, другая часть сохраняется на месте и принадлежит к остаточным месторождениям.

Среди остаточных месторождений бокситов по условиям их образования различаются две разновидности — площадные и карстовые.

П л о щ а д н ы е, или **л а т е р и т н ы е**, бокситы плащами перекрывают коренные породы, при выветривании которых они образовались. Они формировались при разложении различных глиноземсодержащих пород: щелочных, кислых, основных как глубинного, так и поверхностного происхождения. Образование их связано с жарким и влажным тропическим и субтропическим климатом в континентальных условиях. Известны мезозойские, третичные и четвертичные месторождения этого типа; возможны и более древние образования. Бокситы формировались при стадийном разложении материнских глиноземсодержащих пород.

Выделяется три стадии превращения коренных пород в бокситы: 1) разложение первичных порообразующих силикатов, вынос щелочноземельных элементов, частичный вынос щелочей и кремнезема с накоплением минералов глинистого состава; 2) дальнейшая десиликация с концентрацией свободного глинозема в виде гиббсита, бёмита, диаспора; 3) усложнение первичного состава бокситов вследствие отложения в них карбонатов, сульфидов и других минералов, иногда частичной реглинизации под воздействием соединений, вносимых инфильтрующимися водами. Стадийное развитие площадных бокситов нередко обуславливает их зональное строение, связанное с наличием зон переходного состава от коренных пород к бокситам.

Площадные остаточные месторождения бокситов, сформированные при выветривании щелочных пород, известны в Бразилии (Минас Жераес), в Гвинее (Лос Айленд), в США (Арканзас); образованные при выветривании кислых и других пород со средним содержанием глинозема известны в Индии, Африке, Индонезии, Австралии, Бразилии; возникшие при выветривании основных пород находятся в Индии (Бомбей, Мадхья Прадеш), Гвинее, Северной Ирландии, США.

К а р с т о в ы е, или, как их иногда называют, бокситы типа **т е р р а р о с с а**, выполняют углубления среди раскарстованных карбонатных пород. Их образование связывают с полями известняков, испытавших

комбинированное воздействие поднятия и глубокой эрозии. При этом нерастворимый глинистый и железистый остаток накапливался в локальных карстовых депрессиях и преобразовывался в боксит. Оседавшие в отрицательных формах рельефа глинистые осадки имели сложную форму удлиненных гнезд и линз, нередко соединяющихся между собой и образующих более или менее непрерывные пласты, перекрывающие значительные площади раскарстованных карбонатных пород. Верхняя поверхность таких залежей более или менее ровная, а нижняя — крайне неправильная, отражающая неровности подстилающих известняков с карманами, апофизами и прочими осложнениями.

Внутреннее строение залежей сложное — определяется перемежаемостью неправильных масс глин и бокситов при сильно изменчивом качестве последних как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Некоторые геологи склонны связывать формирование таких месторождений с привнесом вещества, выполняющего полости карста на известняках, водами — временными потоками, реками, прибрежными зонами озер и даже морей; при этом предполагается, что материал сносился с соседних кор выветривания латеритного типа по преимуществу в форме механической взвеси и обломков.

Карстовые месторождения бокситов свойственны Средиземноморской провинции (Испания, Франция, Греция, Турция, Югославия, отчасти Австрия, Венгрия, Румыния); они известны в Африке, Индии, Индонезии, США; в нашей стране они находятся на Урале, в Казахстане, в Енисейском крае.

Минеральный состав как площадных, так и карстовых месторождений определяется наличием в составе руды как моногидратных (бёмит, диаспор), так особенно тригидратных соединений глинозема (гиббсит или гидраргиллит). Эти минералы ассоциируются с каолинитом, галлузитом, монтмориллонитом, бейделлитом, гидроокислами железа и марганца, а также другими более редкими минералами (кальцит, сидерит, доломит, кварц, опал, рутил, апатит, вивианит, барит и др.). В составе бокситов, особенно карстового типа, находятся также акцессорные минералы материнских пород — ильменит, турмалин, циркон, браунит, тремолит и др. Бокситы образуют рыхлые, кавернозные, плотные, обломочные или оолитовые массы белого, розового и красного цвета в зависимости от количества примеси гидроокислов железа в их составе.

Процесс формирования бокситов в конечном счете сводится к накоплению свободного глинозема за счет разложения алюмосиликатов при концентрации его по сравнению с содержанием в исходной породе в 4—6 раз. В высокосортных бокситах содержание глинозема превышает 50% при соотношении его к кремнезему 12—10 : 1. В качестве примеров остаточных месторождений бокситов описываются площадные месторождения Индии и карстовые месторождения Енисейского края.

М е с т о р о ж д е н и я И н д и и. Эти типичные площадные месторождения остаточных бокситов известны в двух районах Индии — в штате Бомбей и в штате Мадхья Прадеш. Они связаны с корой выветривания верхнемеловых вулканогенных пород формации деканских траппов, состоящей из серии горизонтально залегающих базальтовых покровов, перемежающихся с горизонтами туфов. Плащи выветрелых пород имеют прерывистый характер и неправильные извилистые очертания. Мощность их колеблется в пределах 1—20 м и более (рис. 175).

В бокситовых месторождениях Индии на неразложившемся базальте находится так называемый «литомарж» — полуразложившийся базальт с сохранившейся структурой исходной породы. Книзу он постепенно переходит в свежую материнскую породу, а кверху через прослой литомаржевого боксита сменяется горизонтом боксита поздраватой или плотной, а нередко бобовой структуры. В верхней части бокситового горизонта нарастает содержание железа и он переходит в железистый боксит, посте-

ленно сменяющийся коркой железистого латерита. Разрез венчается рыхлыми продуктами современного физического выветривания, состоящими из так называемой красной почвы с обломками латерита и боксита.

В Индии известны бокситы, формирующиеся не только в коре выветривания базальтов, но также и при химическом разложении пород иного состава. Так, например, бокситы иногда образуются в результате преобразования кристаллических сланцев. Об изменении химического состава этих сланцев вследствие преобразования их в боксит свидетельствуют данные, приведенные в табл. 35.

Эта таблица свидетельствует о том, что при формировании боксита за счет химического преобразования исходной глиноземсодержащей породы концентрация глинозема увеличивается в 5—6 раз, окиси титана почти в 2 раза, воды в десятки раз; вместе с тем сокращается содержание кремнезема и щелочно-земельных элементов в десятки раз.

Месторождения Енисейского кряжа. Согласно К. Боголепову, наиболее крупные бокситовые месторождения Енисейского кряжа являются карстово-котловинными. Они приурочены к известнякам докембрийского возраста, раскарстованным и выщелоченным бокситами в начале палеогена, характеризующегося жарким и влажным климатом. Последующие тектонические движения и связанные с ними денудационные процессы изменили первоначальный облик бокситовых залежей, осложнив их строение частичным размывом, дополнительными просадками и намывом в карстовые полости глинистых осадков.

Представление о строении этих залежей дает рис. 176. На рисунке хорошо виден сложный характер как общих очертаний рудных тел, так и их внутреннего строения, обусловленный перемежаемостью неправильных скоплений глин и бокситов. Как те, так и другие рассматриваются лишь отчасти в качестве продуктов выветривания коренных пород (известняков и прорывающих их штоков и даек основных пород); главная же масса глинисто-бокситового материала, выполняющего карстовые пещеры, относится к породам, несенным с соседних участков площадной коры выветривания, основных пород и метаморфических кварц-сланцев.

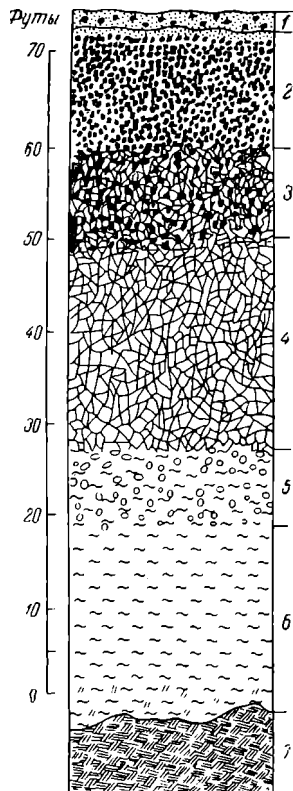


Рис. 175. Вертикальный разрез месторождения бокситов Индии. По Е. Хардеру

1 — красная почва с обломками боксита; 2 — железистый латерит; 3 — железистый боксит; 4 — боксит; 5 — лигомаржевый боксит; 6 — литомарж; 7 — свежий базальт

Таблица 35

Изменение химического состава кристаллических сланцев вследствие преобразования их в боксит (по М. Кришнану)

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	H ₂ O
Кристаллические сланцы	60,08	0,65	12,38	3,28	4,20	9,43	1,95	1,80
Полуразложненные сланцы	16,23	0,93	26,82	41,69	—	—	—	14,20
Боксит	0,93	1,04	67,88	4,09	—	0,36	—	26,47

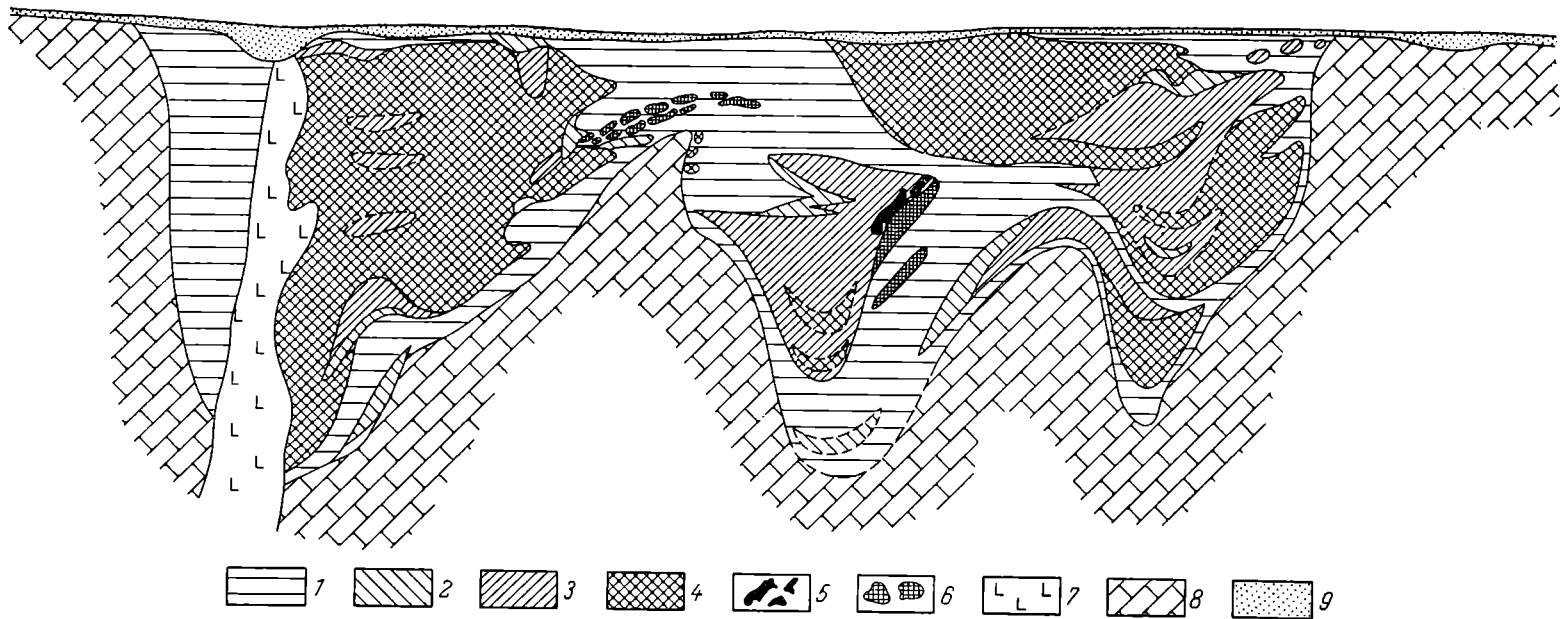


Рис. 176. Геологический разрез карстового месторождения бокситов Енисейского кряжа. По В. Захарову
 1 — бесцветные глины; 2 — бокситовые глины; 3 — глинистые бокситы; 4 — рыхлые бокситы; 5 — каменные бокситы; 6 — бурые железняки;
 7 — амфиболиты; 8 — известняки; 9 — современные отложения

Месторождения каолинов. Согласно С. Малявкину, каолином называется такой остаточный продукт физико-химического преобразования полевошпатовых пород, который после удаления из него неразложившихся частей материнской породы отмучиванием показывает в своем составе молекулярные соотношения глинозема к кремнезему и к воде как 1 : 2 : 2, т. е. состав, близко отвечающий каолиниту. Остаточные месторождения каолинов формируются в коре выветривания любых полевошпатовых пород, но наиболее благоприятными для этого являются кислые и щелочные породы. Они образуют залежи площадного типа, на глубине постепенно переходящие в материнские породы.

От бокситов они отличаются, с одной стороны, незавершенным разложением коренных пород, не дошедшим до стадии накопления свободного глинозема, а с другой стороны, сильным осветлением, обусловленным почти полным выносом железа. Последнее возможно в очень кислой среде, поэтому образование каолинов связывают с выщелачиванием железа из продуктов коры выветривания гумусовыми кислотами, возникающими в обстановке пышной растительности жаркого климата со сменой дождевых и засушливых сезонов.

Минеральный состав каолинов определяется преобладающим каолинитом, в некоторой смеси с галлуазитом, монтмориллонитом, халцедоном и реликтовыми минералами коренных пород (кварц, мусковит, ильменит, рутил), а также такими вторичными минералами, как кальцит, доломит, гипс и др.

Остаточные месторождения каолинов чаще всего имеют молодой мезозойский или кайнозойский возраст, но известны каолины и более древних — палеозойских — кор выветривания. Они достаточно широко распространены на земном шаре. В Советском Союзе такие месторождения известны на Украине, на Урале, в Западной Сибири, на Алтае; из зарубежных могут быть упомянуты месторождения Китая, Чехословакии, ГДР, Югославии, Англии, Франции и других стран.

М е с т о р о ж д е н и я У к р а и н ы. Остаточные месторождения каолинов на Украине приурочены к коре выветривания допалеозойских кристаллических пород. Главная их масса связана с разложением кислых и отчасти щелочных пород: гранитов, сиенитов, гранито-гнейсов и прорезающих их пегматитов. Этот процесс имел место в додевонское, верхнепалеозойское, мезозойское и раннетретичное время, поэтому каолинсодержащие коры выветривания Украины отличаются чрезвычайно длительной историей их развития; значительная их часть была уничтожена размывом и развеванием третичного и четвертичного времени.

Все каолиновые залежи коры выветривания представлены неправильной формы покровами, на глубине в среднем около 10 м постепенно переходящими в материнские породы; иногда они простираются до глубины более 100 м. Часть каолиновых залежей перекрыта песчано-глинистыми третичными и четвертичными континентальными породами различной мощности. Многие каолиновые залежи окаймляются ореолом окремненных каолинизированных гранитов или так называемых пеликанитов. Их формирование большинство исследователей связывают с перетложением кремнезема в виде опала из верхних частей коры выветривания.

Месторождения апатита. Сравнительно легко выщелачиваемые при выветривании карбонатные породы иногда содержат в своем составе некоторое (обычно незначительное) количество апатита $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{Cl})$. По наблюдениям Грехема, в обстановке умеренного климата холодные углекислые воды растворяют фосфор и кальций в отношении примерно одна часть P_2O_5 на 100 частей CaO . В этих условиях на поверхности выщелачиваемых известняков, доломитов и мергелей накапливаются глинистые залежи со скоплениями апатита. Они обычно выполняют раскарстованные углубления и карманы выветрелых карбонатных пород. Содержание P_2O_5 ,

составляющее в коренных породах всего лишь 3—12%, повышается при этом в несколько раз и достигает 26—33%.

В обстановке жаркого и влажного климата, способствовавшего развитию в поверхностных водах гумусовых кислот, в раствор переходит предпочтительно P_2O_5 , а карбонатные соединения выщелачиваются медленнее. Вследствие этого воды, просачивающиеся сквозь фосфатизированные карбонатные породы, выборочно выщелачивали фосфор и переносили его по трещинам и в карстовых полостях материнских пород (П. Татаринов). Образование подобного рода апатитов изображено на рис. 177.

Остаточные месторождения апатитов известны в США (Теннесси, Флорида) и в Бельгии (районы Льежа и Бергена).

Месторождения барита. На поверхности выщелоченных и раскарстованных карбонатных пород, содержащих в своем составе рассеянные стяжения барита, накапливаются остаточные скопления этого минерала, иногда в количествах, представляющих практический интерес. Они находятся в рыхлом глинисто-охристом материале, выполняющем неровные углубления на поверхности выветрелых известняков и доломитов. Такие месторождения известны в штате Миссури (США).

Прочие месторождения. Иногда в коре выветривания накапливаются ценные минералы и других полезных ископаемых, находящихся в рассеянном состоянии среди коренных пород.

Рис. 177. Схема формирования апатитовых месторождений выветривания в США

1 — почва; 2 — известняк; 3 — прослой глины; 4 — апатит

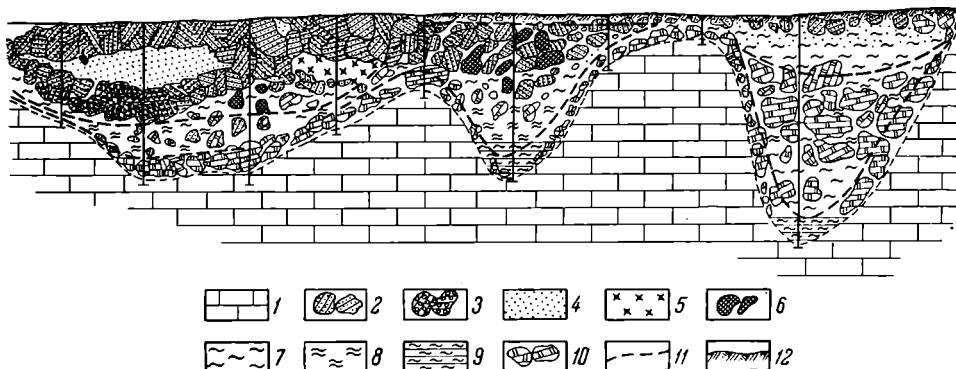
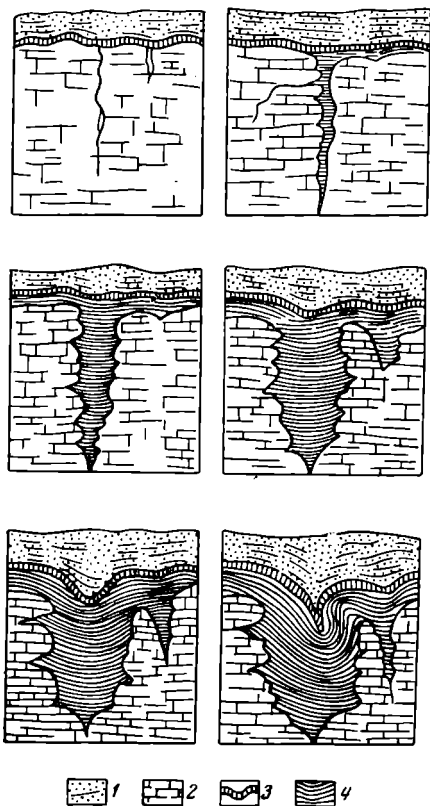


Рис. 178. Геологический разрез остаточного месторождения золота в Якутии. По Ю. Маслову

1 — нижнекембрийские известняки; 2 — обломочно-глыбовый материал юрских конгломератов; 3 — обломочно-глыбовый материал юрских песчаников; 4 — песок, возникший при разрушении юрских песчаников; 5 — кварцевая сыпучка; 6 — обломки кварц-рематитовой руды; 7 — бурые глины — продукт выветривания юрских отложений; 8 — пестроцветные глины — продукт выветривания кембрийских отложений; 9 — глины с реликтовой слоистостью известняков; 10 — обломочно-глыбовый материал окварцованных кембрийских известняков; 11 — контур промышленной рудной зоны; 12 — почвенно-растительный слой

Месторождения золота в латеритах эксплуатируются в Австралии (Калагури), в Южной Америке (Гвиана). В Советском Союзе подобного рода месторождения описаны в Якутии. Здесь в поле раскарстованных известняков докембрия встречаются чащеобразные углубления, выполненные золотоносным обломочным материалом выветривания юрских песчаников и известняков (рис. 178). Первичным источником золота являются юрские песчаники, перекрывающие известняки.

Месторождения свинца, представленные скоплениями остаточного галенита и продуктами его преобразования, известны в коре выветривания известняков Центрального Казахстана; в коренных породах галенит находится в рассеянном состоянии, определяющем содержание свинца всего лишь в количестве 0,05%.

Месторождения олова известны в коре выветривания гранитов округа Мунтук в северо-западной части о-ва Банка в Индонезии. Это древняя кора выветривания, перекрытая сланцами и песчаниками перми или триаса. Олово в виде касситерита накопилось в ней совместно с ильменитом, монацитом и ксенотимом, рассеянных в граните.

Месторождения редких земель известны в коре выветривания ортитсодержащих сиенитов Морро до Ферро в Бразилии. В глинисто-охристых продуктах коры находятся церий, иттрий (соотношение 20 : 1), лантан и торий (Х. Уидоу).

ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К инфильтрационным относятся такие месторождения выветривания, ценное вещество которых в существенной степени выщелочено из одних пород, но перенесено грунтовыми водами и отложено в других породах, расположенных по соседству. К таким образованиям принадлежат месторождения урана, меди, железа и, с известной долей условности, месторождения самородной серы.

Месторождения урана. Четырехвалентные соединения урана, свойственные глубинным горизонтам земной коры, в коре выветривания окисляются и переходят в легкорастворимые шестивалентные соединения. Особенно интенсивно этот процесс развивается в кислой среде сульфидизированных пород, совместное окисление с которыми приводит к образованию весьма подвижного сульфата уранила (UO_2SO_4).

В иных условиях разложение первичных соединений урана происходит медленнее, но и при этом они в существенной части переходят в раствор грунтовых вод, согласно В. Щербине, в виде гидрозоль гидроокиси урана, комплексных щелочно-урановых карбонатов и комплексных щелочно-гуматно-урановых соединений; согласно Р. Гаррелсу и другим, к этому перечню можно добавить уранил-трикарбонатный комплекс, устойчивый в карбонатных растворах при низких температурах.

Таким образом, осуществляется вынос урановых соединений, рассеянных в горных породах, из коры выветривания. Однако в случае нейтрализации кислых вод выпадает гель гидроокислов железа, сорбирующий уран. По мере превращения такого геля в гётит, гидрогётит и другие минералы уран вытесняется из железных соединений и образует самостоятельные вторичные минералы, рассеянные в буром железняке, накапливаемомся в площадных и линейных (трещинных) корах выветривания. Такие, в сущности говоря, полуостаточные рудопроявления урана чрезвычайно широко распространены среди сульфидизированных пород, особенно если они характеризуются повышенным кларком этого металла. Некоторая концентрация урана близ поверхности происходит также иногда в пустынях в связи с капиллярным подъемом грунтовых вод, извлекающих рассеянный уран из окружающих пород; при их испарении накапливаются корочки солей уранила.

Большая часть урана выносится грунтовыми водами нередко на значительное расстояние, за пределы источников его выщелачивания, и переносится с образованием инфильтрационных скоплений, иногда формирующих крупные месторождения. Основными факторами для образования инфильтрационных месторождений урана являются следующие:

- 1) наличие источников выщелачивания этого металла, какими могут быть его месторождения разного генезиса, а также непромышленная рассеянная минерализация в горных породах различного происхождения;
- 2) условия для свободной циркуляции грунтовых вод, определяющиеся оптимальной проницаемостью горных пород, обусловленной их естественной пористостью или трещиноватостью;
- 3) наличием осадителей урана на путях движения урансодержащих растворов; выпадение урана из раствора может происходить, согласно

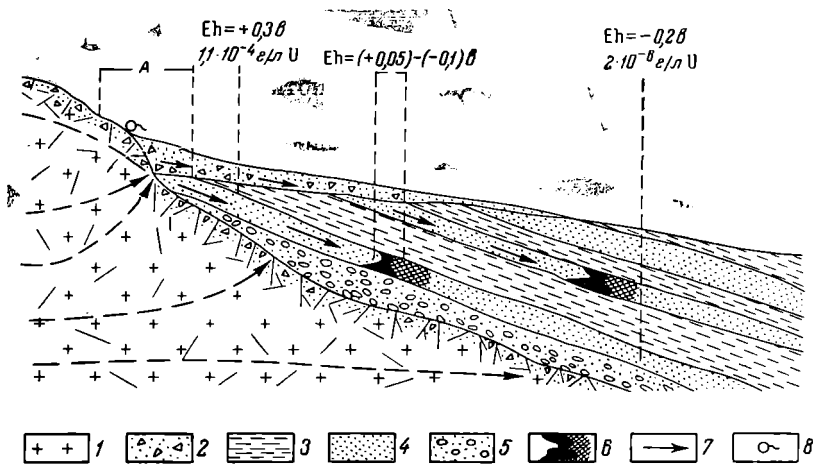


Рис. 179. Схема локализации рудных залежей в свите осадочных пород. По Л. Евсеевой и А. Перельману
 1 — трещиноватые граниты; 2 — делювиально-пролювиальные отложения; 3 — глинистые водоупорные породы; 4 — песчаные водопроницаемые породы; 5 — конгломераты; 6 — рудные залежи; 7 — направление движения вод; 8 — источники; А — зона подпора вод и засоления пород

В. Щербине: а) вследствие гидролиза сульфатов, б) при взаимодействии с фосфатами, арсенатами, ванадатами и карбонатами, в) при сорбции коллоидами гидроокислов железа, кремнезема и органических соединений, г) при взаимодействии с сильными восстановителями высоковалентных соединений и с сильными окислителями гуматных соединений, д) при коагуляции гидрозолей.

Таким образом, осаждение урана и постепенная его концентрация до масштабов инфильтрационного месторождения происходят при изменении окислительных условий водной среды на восстановительные, резко меняющие миграционную способность урана (рис. 179). В соответствии с этим среди инфильтрационных месторождений урана выделяются месторождения в трещинах горных пород, в песчаниках и конгломератах, в пластах углей, в залежах битуминозных пород.

Урановые месторождения выветривания создавались на всем протяжении геологической истории земной коры. Так, японский геолог Н. Катаяма полагает, что среди инфильтрационных месторождений в конгломератах и песчаниках могут быть выделены образования нижнего палеозоя (Витватерсранд в Южной Африке, Бленд Ривер в Канаде), каменноугольные (Вогезы во Франции, Вал Рендена в Италии), пермские (Лодев во Франции, Прит в Италии), триасовые (некоторые месторождения Колорадо и Юты, США), юрские (некоторые месторождения Нью-Мексико в США), меловые (Блэк Хиллс в Южной Дакоте, США), эоценовые (Гэс

Хиллс и другие в Вайоминге, США), олигоценовые (Сан Пьерр во Франции, Кэрнс в США), миоценовые (Мэйбл Бэджс в Колорадо, США), плиоценовые (Оуленца и Пэлинджейна в США, Нинге Того в Японии).

В качестве примеров инфильтрационных месторождений ниже будут кратко охарактеризованы месторождения в песчаниках и конгломератах плато Колорадо в США, в углях и в битуминозных породах.

П л а т о К о л о р а д о. Высокогорное плато Колорадо представляет собой огромный блок Северо-Американской платформы, отчлененный от нее киммерийскими и альпийскими орогеническими процессами Кордильерской складчатой области. Оно имеет овальную форму размерами 750 × 650 км. Его основание сложено докембрийскими кристаллическими породами, на которых покоится слабодислоцированный покров верхнепалеозойских, триасовых, юрских, меловых и эоценовых континентальных

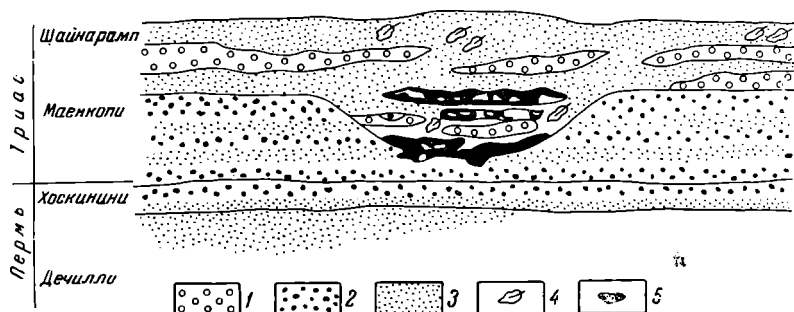


Рис. 180. Форма урановых рудных тел, приуроченных к песчаникам древнего русла реки на месторождении Монумент Валли, плато Колорадо. По П. Керру

1 — конгломераты; 2 — аргиллиты; 3 — песчаники; 4 — окаменелые растительные остатки; 5 — урановая руда

пород, сложенных пестроцветными конгломератами, песчаниками и сланцами с подчиненными им известняками, туфами и лавами общей мощностью до 3000—4000 м. Эта в общем полупустынная местность прорезана глубокими каньонами временных потоков и рек на глубину до 2 км, вскрывающими значительную часть разреза платформенных отложений плато.

Урановые месторождения встречаются по всему разрезу от верхнепалеозойских до верхнетретичных отложений; наибольшее их количество сосредоточено в формациях Шайнарамп нижнего триаса, Чинл верхнего триаса и Моррисон верхней юры. Резко подавляющая часть их залегает среди конгломератов и песчаников в форме пластообразных, линзовидных, лентовидных, гнездовых и кольцевой формы тел (роллы), различных, по преимуществу некрупных, размеров (рис. 180).

Размеры таких залежей, общее количество которых достигает нескольких тысяч, находятся в границах от единиц до сотен метров в поперечнике, при мощности от долей метра до 5—6 м, редко более. В основном это согласные тела, но имеющие секущие переходы и ответвления. По составу выделяются руды: а) ванадиевые урансодержащие, б) ванадиево-урановые, в) медно-урановые, г) урановые. Их минералогия определяется наличием так называемых «первичных» руд, залегающих в глубоких и ядерных частях рудных тел, и более развитых окисленных, образующих их периферию. Среди тех и других выделяются минералы урана, ванадия, прочих металлов и нерудные (табл. 36).

Содержание урана в товарной руде колеблется от 0,1 до 1%, редко более; содержание ванадия составляет 1—1,5%; кроме того, в руде содержится медь и в незначительных количествах свинец, кобальт, никель, молибден, мышьяк, селен.

Главные факторы, определяющие локализацию урановых и ванадиевых руд плато Колорадо, сводятся к следующим:

Минеральный состав руд урановых месторождений плато Колорадо в США
(по Э. Хейриху)

Руды	Уран	Ванадий	Рудные	Нерудные
Первичные	Уранинит, коффицит	Роскоэлит, монтроизит	Пирит, марказит, халькопирит, борнит, халькозин, ковеллин, галенит, сфалерит, гринокит, клаусталит, эвкайрит, герсдорфит, шмальтин	Кальцит, доломит, анкерит, барит, флюорит, каолинит
Окисленные	Карнотит, тьюмунит, уранофан, торбернит, отунит, ципсит, шрекенгерит, андерсонит, беккерелит, шёпит, фурмарьерит, иоганнит, уранопилит, либигит, ретзерфордин, байлеит, роббитит, бассетит, абернаит, метацейнерит, повачекит, складовскит, уранопал, ураналлофан	Навахойт, хьюэтит, паскоит, россит, метароссит, хаммарит, штегерит, ферванит, фольбортит, пинтадопит, парамонтроизит, корвузит, меланованадит, даттонит, симплотит, шервудит, долорезит	Малахит, азурит, халькопирит, брошантит, хризоколла, эритрин, ферримолибдит, вад, пиролюзит, лимонит, гиббсит, вульфенит, мансфильдит	Каолинит, алулит, ярозит, сера, гипс, галотрихит

- 1) оптимальная мощность линз песчаников; наибольшая концентрация урана происходит в линзах мощностью более 10—12 м;
- 2) наличие аллювиальных косослоистых песчаников и конгломератов только аркозового состава;
- 3) перемежаемость в разрезе песчаников и аргиллитов;
- 4) наличие русел палеопотоков, особенно их излучин;
- 5) резко варьирующие коэффициенты проницаемости, пропорциональные произведению мощности фильтрующих пород на коэффициент фильтрации; наличие локальных плохо проницаемых экранов на пути циркуляции грунтовых вод;
- 6) изобилие ископаемых растительных остатков, иногда кремнистых, карбонатизированных и сульфидизированных;
- 7) наличие в перемежаемости красноцветных пластов прослоев серой, зеленой и светлой окраски, локализирующих оруденение (следует отметить, что в Колорадо существуют как сингенетически осветленные пласты пород, характеризующие восстановительные условия осадконакопления, так и эпигенетически осветленные породы, связанные с рудообразованием).

По вопросу о генезисе урановых месторождений плато Колорадо существует несколько точек зрения. Одни исследователи считают их сингенетичными осадочными и связывают осаждение урана из раствора во время осадконакопления с последующим перераспределением его в процессе диагенеза. Другие геологи считают эти месторождения первично гидротермальными, позднее окисленными. Наконец, третьи определяют их как инфильтрационные образования.

В пользу инфильтрационного генезиса свидетельствуют следующие обстоятельства:

1) эпигенетический характер рудных тел и рудной минерализации, формирующей наряду с согласными секущие залежи с развитием метасоматического и прожилкового оруденения;

2) верхнемеловое— третичное время оруденения, определенное методами абсолютной геохронологии в 50—80 млн. лет для всех залежей вне зависимости от возраста вмещающих их пород, колеблющегося от верхнего палеозоя до третичного;

3) отчетливо выраженный контроль локализации рудных тел каналами циркуляции грунтовых вод, отмеченный выше.

В качестве источника урана рассматривается первичная сингенетичная рассеянная урановая минерализация, известная в толще пород плато, особенно среди туфов вулканогенных пород киммерийского магматизма. Представляется, что вначале, в основном в верхнем мелу, происходило выщелачивание рассеянного урана грунтовыми водами, вынос его и отложение в благоприятствующих этому участках на путях движения грунтовых вод в виде залежей состава «первичных» руд, состоящих из низших окислов урана в смеси с сульфидами. Эти руды формировались в обстановке, отличающейся от рудообразования остаточных месторождений. По расчетам Р. Гаррелса, основанным на нормальном геотемическом градиенте, температура рудообразования была близка к 80—120° С, а давление от 200 (гидростатическая нагрузка) до 800 атм (литостатическая нагрузка).

Отложение минеральной массы происходило в восстановительной обстановке. Оно могло осуществляться как в процессе преобразования легкорастворимых высоковалентных соединений в труднорастворимые низковалентные, так и в результате обменных реакций. Однако в связи с тем, что на единицу урана требуется 180 эквивалентных единиц восстановителей, отсутствующих в минеральных образованиях песчаников плато Колорадо, Р. Гаррелс и другие полагают, что рудоотложение совершалось вторым путем.

Позднее, до наших дней включительно, в связи с углублением каньонов плато, снижением базиса эрозии и попаданием «первичных» залежей в зону аэрации происходили окисление руд и стадийный переход их в окислы высшего порядка: сульфаты, карбонаты, фосфаты, арсенаты и силикаты. Соотношение между парагенезисами «первичной» и окисленной руды обусловлено значениями рН и Eh среды, регулирующими поля устойчивости минералов, входящих в состав этих руд (рис. 181).

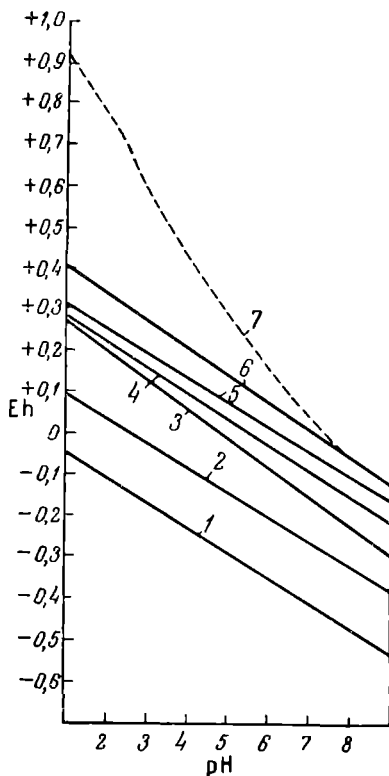


Рис. 181. Сводка данных по устойчивости некоторых важных минералов урановых месторождений плато Колорадо. По Р. Гаррелсу

Поле 7: ванадаты Cu, Fe, Al, Ca; уранил-ванадаты K и Ca; окислы, гидроокислы, карбонаты и силикаты Cu, самородная Cu; сульфаты и карбонаты Pb; карбонаты и силикаты Zn; окислы Fe²⁺. Поле 6: смесь окислов V⁴⁺ + V⁵⁺; уранил-ванадаты K и Ca; окислы, гидроокислы, карбонаты и силикаты Cu; самородная Cu; сульфаты и карбонаты Pb; карбонаты и силикаты Zn; окислы Fe₂. Поле 5: окислы V⁴⁺; гидроокислы U; сульфиды Cu; сульфаты и карбонаты Pb; карбонаты и силикаты Zn; окислы Fe²⁺. Поле 4: окислы V⁴⁺ и U⁴⁺; сульфиды Cu; сульфаты и карбонаты Pb; карбонаты и силикаты Zn; окислы Fe²⁺. Поле 3: окислы V⁴⁺ и U⁴⁺; сульфиды Pb, Fe, Cu; карбонаты и силикаты Zn. Поле 2: окислы V⁴⁺ и U⁴⁺; сульфиды Pb, Fe, Cu. Поле 1: окислы V³⁺ и U⁴⁺; сульфиды Pb, Zn, Fe, Cu

Месторождения в углях. Скопления урановой руды в пластах угля известны во многих странах Европы, Америки, Азии. Они встречаются по преимуществу в слабометаморфизованных бурых, полубитуминозных углях и лигнитах мезозойского и кайнозойского возраста, значительно реже в более глубоко измененных каменных углях палеозоя. Чаще они приурочены к небольшим месторождениям межгорных впадин, чем к крупным каменноугольным бассейнам. Урановая руда образует неправильные линзовидные скопления в отдельных пластах угля, иногда распространяясь в подстилающие песчаники (рис. 182).

Урановые минералы редко обособляются в массе руды. В связи с этим сложилось представление о том, что значительная часть урана входит в состав ураноорганических комплексов. Все же в этих рудах установлены урановая смолка, коффинит и такие окисные производные урана, как шрекенгерит, карнотит, тюамунит, отунит, метацейнерит, цейнерит,

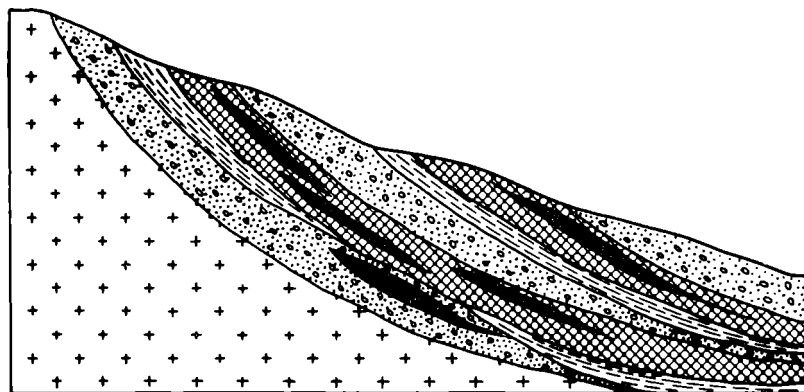


Рис. 182. Схема геологического строения уранового инфильтрационного месторождения в углях (разрез)

1 — кристаллические породы основания; 2 — грубозернистые песчаники; 3 — глины; 4 — уголь; 5 — линзы урановой руды

торбернит. Среднее содержание урана в руде обычно невысокое и лежит в пределах 0,001—0,05%, редко повышаясь до 0,1—0,2%. При сжигании угля содержание урана в золе увеличивается обратно пропорционально зольности угля, но извлечение урана из золы представляет тяжелую технологическую задачу. Вместе с ураном в руде содержится повышенное количество молибдена (иногда до 0,1%), ванадия, германия, галлия, редких земель и других металлов.

Существует четыре гипотезы генезиса описываемых месторождений: 1) гидротермальная, 2) сингенетичного накопления урана в углеобразующей растительной массе, 3) концентрации его при диагенезе, 4) инфильтрационного привноса грунтовыми водами после унификации. Инфильтрационное происхождение этих месторождений, согласно З. Некрасовой, Э. Хейнриху и другим, подтверждают следующие обстоятельства:

1) расположение скоплений урана в пластах угля на путях циркуляции грунтовых вод; явная зависимость оруденения от степени проницаемости вмещающих пород;

2) концентрация урановых руд в пластах, перекрытых хорошо водопроницаемыми грубозернистыми песчаниками и подстилающихся водоупорными глинами;

3) «утечка» руды сквозь «окна» в подстилающих глинах в нижележащие пласты песчаников;

- 4) нахождение руды по преимуществу в верхних пачках пластов угля;
- 5) наличие в областях питания грунтовых вод, обычно в породах кровли, туфов, кислых кластических и других повышенно радиоактивных пород, содержащих уран и другие элементы в легковыщелачиваемой форме;
- 6) повышенное содержание урана в грунтовой воде, фильтрующейся сквозь угли;
- 7) прерывистость уранового оруденения; резко ограниченные размеры рудных тел по сравнению с площадью пластов угля;
- 8) прожилковая форма выделения урановых минералов;
- 9) постоянная ассоциация урана с молибденом и другими элементами, отсутствующими в безрудных углях;
- 10) отсутствие связи между содержанием урана и петрографическими разновидностями угля.

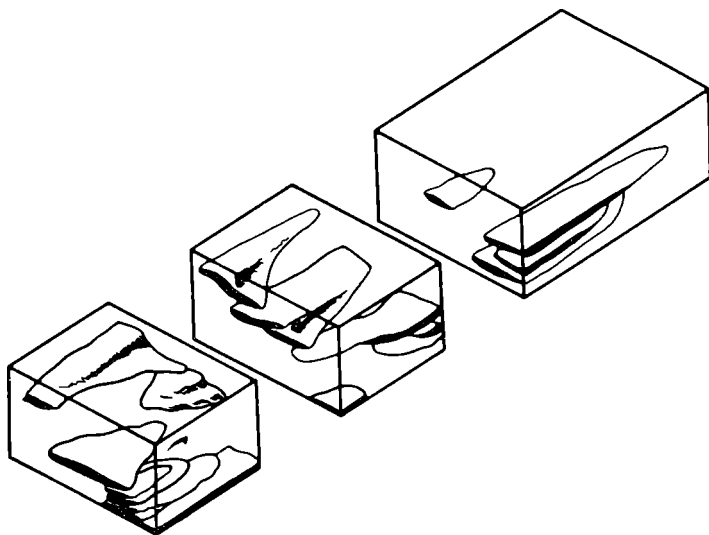


Рис. 183. Схема расположения рудных тел уранового месторождения Амброзии Лейк в США. По Х. Гренжеру и др.

Предполагается, что уран в грунтовых водах привносился в виде щелочно-урановых карбонатных или уранил-трикарбонатных комплексов, распадающихся вследствие резкого снижения рН раствора в зонах, богатых органическими кислотами. Не исключена, однако, возможность осаждения урана в углях благодаря восстановлению его шестивалентных соединений до нерастворимой двуокиси органическим веществом или сероводородом, образующимся при разложении последнего (З. Некрасова).

Месторождения в битуминозных породах. Такие месторождения представляют собой скопления урана в продуктах окисления нефти, в асфальтитах, пропитывающих песчаники, аркозы, туфы, известняки и другие породы. Они известны в Европе, Америке и Азии. Залежи имеют неправильную форму, иногда значительные размеры; примером может служить месторождение Амброзия Лейк в Нью-Мексико, США. Отдельные рудные тела этого месторождения, залегающие в асфальтизированных песчаниках верхней юры, достигают длины 1000 м при мощности до 30 м; запасы урана в этом месторождении составляют около 120 тыс. т при среднем содержании металла, близком к 0,2% (рис. 183). Главная масса урана в описываемых месторождениях связана в виде уранорганических комплексов. Из «первичных» радиоактивных минералов установлены урановая смолка, коффинит, торит; из окисных производных отмечены тюамунит, отунит, цинкит, андерсонит.

По поводу генезиса этих месторождений существуют два главных направления взглядов. По одному из них уран привносился жидкой нефтью, полимеризующейся под влиянием радиоактивных излучений и превращающейся в урансодержащий твердый битум (Я. Изаксон, К. Дэвидсон и др.). Этой точке зрения противоречит отсутствие урана в жидкой нефти. По другому, более правдоподобному, уран привносился грунтовой водой и осаждался под влиянием битуминозного вещества, которое могло его сорбировать подобно ионообменным экстрагентам или поглощать вследствие распада комплексов уранила при изменении рН раствора в углеводородной обстановке.

Месторождения меди. Кроме комплексных медно-ванадиево-урановых месторождений типа плато Колорадо, известны простые медные инфильтрационные месторождения. Эти месторождения обычно приурочены к красноцветным толщам осадочных пород и получили в иностранной литературе наименование *Red Beds* (красных пластов). Они распространены в США, известны в Боливии и некоторых странах Европы. Их примером могут служить месторождения так называемых медистых песчаников в пермских отложениях Приуралья и восточного края Русской платформы (Л. Миропольский). Полоса таких рудопроявлений шириной около 100 км протягивается вдоль западного склона Урала от р. Камы до р. Урала.

Скопления медной руды встречаются по всему разрезу нестроцветных отложений пермской системы мощностью до 1000 м, концентрируясь преимущественно в слоях казанского яруса. Они находятся среди песчано-глинистых мергелей, песчаников и доломитизированных известняков, принадлежащих мелководной фации пермского моря, часто содержащей скопления растительных остатков. Рудные тела имеют неправильные очертания, в контурах которых рудные минералы образуют стяжения, корочки и налеты.

Среди последних выделяются так называемые «первичные» и вторичные или окисленные минеральные комплексы. К первым принадлежат: халькозин, ковеллин, халькопирит, самородная медь, пирит, марказит, галенит; ко вторым — куприт, тенорит, малахит, азурит, брошантит, хризоколла. Кроме того, в составе руд отмечены: гидротит, пиролюзит, вад, кальцит, доломит, ангидрит, гипс, целестин, халцедон. По характеру оруденения различаются пластовые залежи рассеянной минерализации и мелкие гнезда компактных руд.

По поводу условий образования описываемых месторождений существует две точки зрения. Сторонники первой из них рассматривают медистые песчаники как нормальные сингенетичные осадочные образования (А. Ферсман, Н. Кассин и др.). Защитники второй полагают, что рудные скопления обязаны инфильтрационному переотложению меди грунтовыми водами, циркулировавшими по отдельным пластам пермских пород (В. Обручев, А. Архангельский, Н. Разумовский, Н. Высоцкий, И. Яговкин и др.).

Во всех случаях Урал рассматривается как первоисточник оруденения. Соединения меди сносились оттуда и фиксировались в пермских породах. Сторонники второй гипотезы считают, что при этом в обстановке сероводородного режима образовалось рассеянное «первичное» оруденение. Позднее сульфидные соединения окислялись и растворялись в грунтовых водах, переносились в виде легкорастворимых сульфатов и вновь отлагались с образованием гнездовых залежей. При этом на значительной глубине, ниже уровня грунтовых вод, могли выпадать халькозин-ковеллиновые руды с самородной медью, выше — были условия для отложения окислов и карбонатов меди. Вторичные сульфиды меди еще позднее, оказываясь в зоне окисления, также могли трансформироваться в окисленную медную руду.

Некоторые иностранные геологи, например Е. Бастин, полагают, что подсобного рода месторождения формировались в пониженных частях

местности инфильтрационным способом за счет привноса меди из разлагающихся в коре выветривания коренных месторождений соседних горных участков.

Практическое значение инфильтрационных месторождений меди ограничено.

Месторождения железа. Примером инфильтрационного образования железных руд могут быть Алапаевские месторождения восточного склона Урала. Согласно Б. Кротову, А. Пронину и другим, все они залегают на неровной, размытой и раскарстованной поверхности известняков каменноугольного возраста среди пород беликовой толщи. Эта толща состоит из окремненных и осветленных обломков палеозойских пород, содержит локальные скопления и желваки карбонатов железа и рассматривается одними геологами как древняя кора выветривания (А. Пронин), а другими — как базальный горизонт вышезалегающих мезозойских сланцев и песчаников (Б. Кротов).

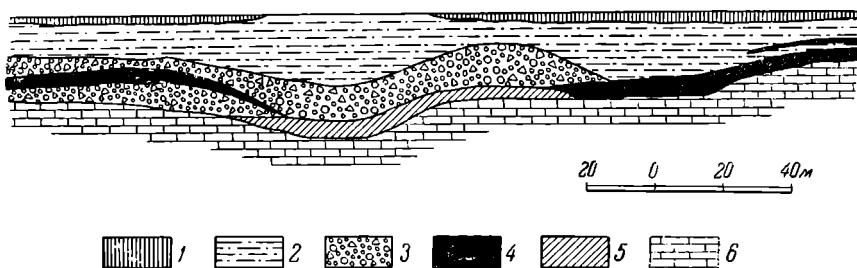


Рис. 184. Геологический разрез одного из участков Алапаевского железорудного месторождения на Урале. По Б. Кротову

1 — четвертичные суглинки; 2 — мезозойские пески и глины; 3 — белик; 4 — железная руда; 5 — глины лежачего бока; 6 — каменноугольные известняки

Рудные тела представляют собой пластообразные и линзовидные скопления карбонатно-силикатных и гидроокисных руд железа, находящиеся главным образом в основании толщ беликов, иногда распространяясь в подстилающие известняки (рис. 184). В наиболее глубоких частях месторождений руда состоит в основном из сидерита и железистых хлоритов; ближе к поверхности она переходит в гидроокислы железа с реликтами карбонатного и силикатного состава.

Эти месторождения образовались, очевидно, в результате взаимодействия грунтовых железосодержащих вод с карбонатными породами при инфильтрации их по легкопроницаемому горизонту обломочных пород беликовой толщи. Источником железа могла служить как убогая минерализация самой беликовой толщи, так и соседние породы. По мнению Б. Кротова, основная масса железа переносилась грунтовыми водами в форме бикарбоната и сульфата закиси этого металла.

Практическое значение месторождений описываемого типа ограничено.

Месторождения серы. В последние годы А. Соколовым и другими геологами приведены основательные доводы в пользу инфильтрационного происхождения месторождений самородной серы. Эти месторождения, залегающие преимущественно среди карбонатно-сульфатных толщ пермского, верхнеюрского, палеогенового и неогенового возраста, известны в Советском Союзе в Среднем Поволжье (Алексеевское), в Средней Азии (Гаурдак, Шорсу и др.), в Предкарпатье, а за рубежом на побережье Мексиканского залива, в Польше, Испании, Сицилии, Италии, Южной Франции, Албании, Югославии, Китае, Афганистане, Пакистане. Обычно они приурочены к гипсоносным горизонтам карбонатных пород, формируя

среди них прерывистые пластообразные залежи аморфной и кристаллической серы, достигающие длины нескольких километров при мощности до первых десятков метров (рис. 185). Эти месторождения находятся на стыке приподнятых и опущенных геоструктурных элементов, по соседству с разрушающимися газонефтяными полями, тяготея к брахиантиклинальным складкам с размытым сводом.

Основным источником серы являются гипс и ангидрит осадочных толщ. Формирование залежей серы происходит либо при непосредственном воздействии углеводородов газонефтяных месторождений на сульфаты, либо при растворении сульфатов с последующим выпадением серы вследствие обменных реакций с углеводородами в растворе. В первом случае гипс

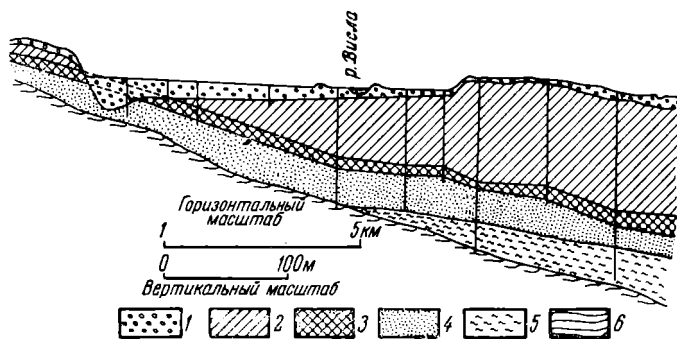
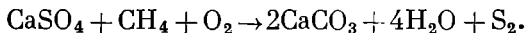


Рис. 185. Схема геологического строения месторождения серы Тарнобжег (Польша) в поперечном разрезе. По Р. Краевскому

1 — четвертичные пески; 2 — краковские глины; 3 — известняки гипсоносные со скоплениями серы; 4 — барановские пески (2—4 — тортон и сармат); 5 — гельветские глины; 6 — кембрийские сланцы

или ангидрит непосредственно восстанавливается под влиянием углеводорода, поступающего из разрушающихся газонефтяных залежей. Такое восстановление может протекать по реакции



В результате развиваются псевдоморфозы серы по гипсу, формирующие залежи этого минерала. Во втором случае при растворении гипса и ангидрита возникают сульфатные грунтовые воды. В зоне взаимодействия таких сульфатных вод с глубинными рассолами нефтяных месторождений, несущих углеводородные соединения, происходит восстановление сульфатной серы, осаждение ее в элементарном виде и выделение углекислоты. Под воздействием последней часть известняка переходит в бикарбонат, растворяется и на ее месте осаждается самородная сера. Таким образом, в обоих случаях возникают метасоматические залежи элементарной серы — в первом случае по гипсам и ангидритам, а во втором — по известнякам и доломитам. В стерильных условиях реакции взаимодействия сульфата кальция и углеводородов являются эндотермическими и протекают при высоких температурах. При участии сульфатредуцирующих бактерий эти реакции развиваются весьма энергично в обычных термодинамических условиях.

Прочие месторождения. Иногда инфильтрационным путем образуются месторождения гипса. Это происходит при окислении сульфидов, например, зоны пиритной вкрапленности, приводящем к обогащению грунтовых вод серной кислотой. Такие воды, циркулируя по известнякам, замещают кальцит сернокислым кальцием с образованием инфильтрационных залежей гипса, иногда весьма крупных размеров, например, в Юго-Западном Иране.

ЛИТЕРАТУРА

- «Бокситы, их минералогия и генезис». Сборник. Изд-во АН СССР, 1958.
- Г и л з б у р г И. И. [и др.]. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Ч. 1. Типы и морфология древней коры выветривания. Изд-во АН СССР, 1946. (Тр. ИГН, вып. 80.)
- Г и л з б у р г И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Ч. 2. Геохимия и геология древней коры выветривания. Изд-во АН СССР, 1947. (Тр. ИГН, вып. 81.)
- «Железородные месторождения Алапаевского типа». Изд-во АН СССР, т. 1 и 2, 1936.
- К е л л е р У. Д. Основы химического выветривания. В сб.: «Геохимия литогенеза». Изд-во иностр. лит., 1963.
- «Кора выветривания», Сборники. Изд-во АН СССР, вып. 1, 1952.; вып. 2, 1956; вып. 3, 1960; вып. 4, 1961; вып. 5, 1962.
- К р о т о в Б. П. Дифференциация элементов при выветривании. Изд-во АН СССР, 1959. (Тр. ИГЕМ, вып. 35.)
- Л и с и ц ы н а Н. А. Древняя кора выветривания западной части Казахского нагорья. Изд-во АН СССР, 1959. (Тр. ИГН, вып. 11.)
- Л у к а ш е в К. И. Основы литологии и геохимии коры выветривания. Изд-во АН БССР, Минск, 1958.
- М и р о п о л ь с к и й Л. М. Медные руды в пермских отложениях Татарской АССР и их генезис. Ученые зап. Каз. гос. ун-та, т. 98, кн. 1, Геология, вып. 10, Казань, 1938.
- Н е к р а с о в а З. А. К вопросу о генезисе уранового оруденения в углях. «Вопросы геологии урана», Атомиздат, 1957.
- П е р е л ь м а н А. И. Ряды миграции химических элементов в коре выветривания. Изд-во АН СССР, 1955. (Докл. АН СССР, т. 103, № 4.)
- П о л ы н о в Б. Б. Кора выветривания, ч. 1. Процессы выветривания. Основные фазы и формы коры выветривания и их распределение. Изд-во АН СССР, 1934.
- «Происхождение бокситов». Сб., пер. с англ. Изд-во иностр. лит., 1959.
- С е д л е ц к и й И. Д. Классификация минералов коры выветривания. «Сов. геология», 1941, № 3.
- С о к о л о в А. С. Основные закономерности геологического строения и размещения осадочных месторождений самородной серы. «Сов. геология», 1958, № 5.
- С т р а х о в Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. Изд. 2, Изд-во АН СССР, 1962.
- Х е й н р и х Э. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. Изд-во иностр. лит., 1962.
- Щ е р б и н а В. В. Поведение урана и тория в условиях сульфатно-карбонатной и фосфатной сред зоны гипергенеза. «Геохимия», 1957, № 6.
- B u t l e r J. B. The geochemistry and mineralogy of rock weathering. *Geochim. and cosmochim. acta*, vol. 41, No. 4, 1953; vol. 6, No. 5—6, 1954.
- F r e d e r i c k s o n A. F. Mechanism of weathering. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 62, No. 3, 1951.
- M c L a n g h l i n K. J. W. Geochemical changes due to weathering under varying climatic conditions. *Geochim. and cosmochim. acta*, vol. 8, No. 3, 1955.

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Мы нередко проходим равнодушно мимо выходов, кажущихся нам мало интересными, пропуская ценные месторождения.

С. Смирнов, 1936

Тела всех полезных ископаемых вблизи земной поверхности подвергаются химическому и физическому выветриванию, изменяющему их минеральный, химический состав и строение. Причем залежи одних полезных ископаемых изменяются близ поверхности слабо, других — интенсивнее, а третьих — настолько сильно, что требуются специальные исследования для определения первичного состава минерального сырья по материалу их выходов у поверхности земли. Наиболее радикальное изменение при выветривании претерпевает большая часть сульфидных рудных тел, а также некоторых пластов углей, залежей соли и серы.

В этих случаях для оценки состава, строения и промышленного значения тел полезных ископаемых на глубине, ниже выветрелой части, требуется знание условий, определяющих процесс поверхностного метаморфизма, общего направления химизма этого процесса и поведения различных полезных ископаемых, а также слагающих их минералов, в зоне выветривания.

УСЛОВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ЧАСТЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Приповерхностные изменения тел полезных ископаемых связаны с тем, что минералы, слагающие вещество полезного ископаемого, попадая в обстановку высокого кислородного потенциала, оказываются в ней неустойчивыми и подвергаются разложению. При этом образуются новые соединения, часть из которых сохраняется на месте, другая часть выносится и переотлагается поблизости, а третья часть мигрирует и рассеивается.

Основными агентами изменения приповерхностной части тел полезных ископаемых, так же как и при формировании месторождения выветривания, являются: вода, кислород, углекислота и промежуточные химические соединения, возникающие при реакциях между ними и полезными ископаемыми, такие, как сульфаты, гуматы и другие, образующие с водой слабые растворы солей соответствующих кислот. В соответствии с этим основное направление изменения определяется как **о к и с л е н и е** вещества полезного ископаемого, а интервал по вертикали, в пределах которого это изменение протекает, называется **з о н о й о к и с л е н и я**.

Для изменения состава и строения тел полезных ископаемых в их приповерхностных частях особенно велико значение воды, омывающей эти тела.

Область циркуляции приповерхностных вод, как указывалось в предыдущей главе, разделяется на три зоны (см. рис. 167). Верхняя зона **а э р а ц и и**, или **п р о с а ч и в а н и я**, характеризуется быстрой и свободной, преимущественно нисходящей циркуляцией воды, насыщенной растворенными в ней кислородом и углекислотой. Ниже этой зоны, обычно уже под уровнем грунтовых вод, располагается зона **а к т и в н о г о**

водообмена, с медленным боковым движением воды, обладающей малым количеством растворенного в ней кислорода. Еще ниже находится зона застойных вод, практически не перемещающихся и не содержащих свободного кислорода.

Соотношение между измененными и неизменными частями тел полезных ископаемых, а также перечисленными выше зонами циркуляции приповерхностных подземных вод следующее. Зоне просачивания отвечает измененная, окисленная часть залежей, застойной зоне соответствует неизменная часть тел полезных ископаемых, а в зоне водообмена в теле неизменных полезных ископаемых могут встречаться измененные участки, а также скопления вторичного, переотложенного материала.

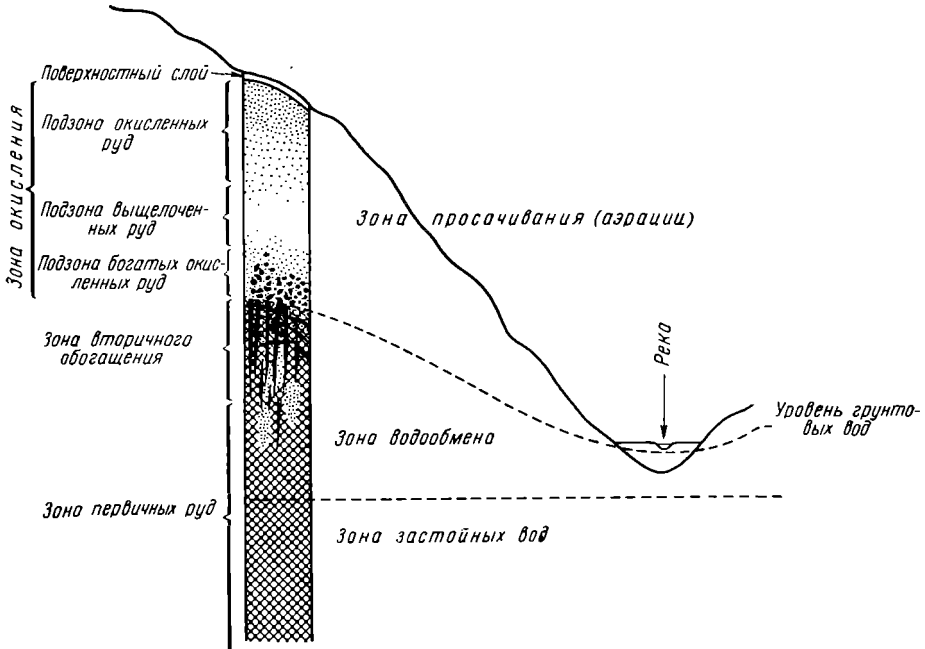


Рис. 186. Схема соотношения измененной части рудного тела и зон циркуляции приповерхностных вод среди пород равной проницаемости (разрез поперек речной долины)

В зоне окисления сульфидных рудных тел, кроме того, выделяется четыре подзоны: 1) поверхностный слой, 2) подзона окисленных руд, 3) подзона окисленных выщелоченных руд, 4) подзона богатых окисленных руд (С. Смирнов, 1936 г.). Среди этих подзон обычно четко выделяется только поверхностный слой, а остальные проявляются не всегда и не отчетливо (рис. 186).

Поверхностный слой ограничивается несколькими десятками сантиметров протяжения в глубину и представляет собой как бы корку наиболее энергично измененного рудного материала, из которой могут быть полностью удалены даже самые трудноподвижные соединения.

Подзона окисленных руд располагается непосредственно ниже поверхностного слоя и представляет собой область распространения типичных окисных производных первичной руды.

Подзона окисленных выщелоченных руд иногда обнаруживается ниже предыдущей подзоны и характеризуется заметно пониженным содержанием того или иного металла против его среднего содержания в зоне окисления.

Подзона богатых окисленных руд располагается в нижней части зоны окисления и является окисленной верхушкой находящейся ниже зоны вторичного обогащения.

Зона вторичного обогащения находится в верхней части первичных руд и обусловлена переотложением части металла, выщелоченного из зоны окисления.

Нижняя граница зоны окисления довольно часто не совпадает с уровнем грунтовых вод. Происходит это потому, что уровень грунтовых вод испытывал заметные колебания в четвертичное и более древнее время. При его плавном опускании создаются наиболее благоприятные условия для развития вторичной зональности. При его подъеме часть зоны окисления оказывается затопленной грунтовыми водами и дальнейшее окисление первичной руды прекращается. При резком опускании уровня грунтовых вод в зону окисления выводятся вторичные переотложенные руды и их повторная перегруппировка создает наиболее сложную картину строения зоны окисления.

Причинами изменения уровня грунтовых вод служат неотектонические движения разных знаков и изменения климата в прошлом. Для полной и правильной оценки зоны окисления и соотношения ее с зонами вторичного обогащения и первичных руд и то и другое следует принимать во внимание. Подзона выщелачивания образуется в интервале сезонных и многолетних колебаний уровня грунтовых вод (А. Германов, 1956 г.).

Нижняя граница зоны окисления практически никогда не бывает ровной. На участках высокой водопроницаемости она опускается, а между ними поднимается. Особенно низко опускается уровень окисления вдоль трещиноватых и нарушенных полостей дробления, смятия и разломов. По этим направлениям окисление может проникать очень глубоко, достигая сотен метров от поверхности земли даже при сравнительно высоком стоянии общего уровня окисленных руд. Так, например, по разломам в рудном теле окисление развивалось в Кадаинской полиметаллической жиле в Забайкалье до 200 м, в Пшибрамском свинцово-цинковом месторождении в Чехословакии до 300 м, в Коунрадском медном месторождении в Казахстане до 500 м, в полиметаллическом месторождении Тинтик в США и на медных рудниках Замбии до 600—800 м, а в Южной Родезии даже до 900 м (рудник Лонели).

Интенсивность и глубина изменения приповерхностных частей тел полезных ископаемых зависит, как это показал С. Смирнов (1936 г.), главным образом от климата, скорости эрозии, химизма вод, состава и строения рудных тел, характера боковых пород и структуры месторождения. Наиболее благоприятным для интенсивного изменения приповерхностных частей тел полезных ископаемых является жаркий и теплый климат с умеренными и равномерными осадками. Неблагоприятен полярный климат; не вполне благоприятен сухой пустынный климат. Влияние климатических условий на формирование зоны окисления колчеданной залежи показано на рис. 187. Зона окисления может развиваться лишь в таких геоморфологических условиях, при которых скорость ее формирования выше скорости эрозии. Поэтому в высокогорных резко расчлененных районах с большой скоростью эрозии склонов тела полезных ископаемых могут выходить на поверхность в слабоизмененном или вовсе неизмененном виде.

Агрессивность разрушающего действия воды зависит от ее химизма. Наиболее энергичными являются воды кислотные, сульфатные, но они обычно достаточно быстро нейтрализуются вмещающими породами, что задерживает вынос металлов из зоны окисления. Воды кислотные гуминовые хотя воздействуют и менее энергично, но при их длительной циркуляции, создающейся в обстановке заболоченных районов, возможен полный вынос всех металлов из верхней части рудных тел (В. Щербина, 1955 г.).

Минеральный состав вещества полезных ископаемых имеет огромное значение для степени его изменения, так как различные минералы и их

ассоциации обладают разной устойчивостью в зоне окисления, как это будет разобрано ниже.

Что касается строения тел полезных ископаемых, то для тех из них, которые обладают большей проницаемостью или хотя бы частичной растворимостью, интенсивность изменения будет выше, чем для монолитных залежей, не содержащих растворимых минералов. Точно так же и водопроницаемые боковые породы, например пористые песчаники или трещиноватые известняки, будут способствовать равномерной и интенсивной циркуляции вод и развитию зоны измененных руд.

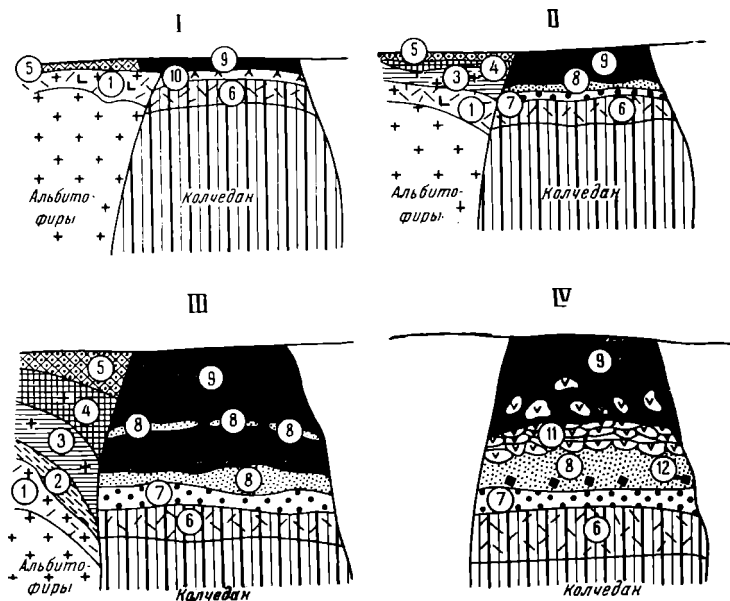


Рис. 187. Влияние климатических условий на формирование зоны окисления колчеданной залежи. По И. Гинзбургу

I — холодный климат (вечная мерзлота); *II* — умеренно влажный климат; *III* — теплый влажный климат; *IV* — сухой полупустынный климат. Зоны коры выветривания: 1 — зона дезинтеграции; 2 — зона серицита и гидрослюд; 3 — зона гидрослюд; 4 — зона каолинита; 5 — зона охр. Подзоны железной шпильки: 6 — зона дезинтеграции и цементации; 7 — подзона сульфидной сыпучки; 8 — подзона баритовой сыпучки; 9 — подзона бурых железняков; 10 — сульфаты; 11 — ярозиты; 12 — галогены

Состав пород имеет также и другое значение. Одни из них, реагируя с растворенными в грунтовых водах, омывающих залежь полезных ископаемых, активными соединениями, нейтрализуют их и свертывают процесс изменения. Так, например, действуют карбонатные породы на сульфатные растворы зоны окисления сульфидных руд. Другие породы, такие, как кварциты, песчаники, отчасти изверженные породы, инертны по отношению к растворенным в воде веществам и не нарушают ход окисления залежей полезных ископаемых.

Структура месторождения определяет пути циркуляции грунтовых вод и если они благоприятствуют омовению залежей полезных ископаемых водой, то они интенсифицируют ход их приповерхностного изменения.

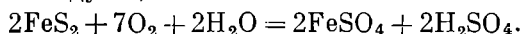
Химизм процессов изменения приповерхностных частей месторождений

Ход химических превращений тел полезных ископаемых в зоне окисления наиболее подробно разобран для сульфидных руд С. Смирновым в 1936 г., по которому он ниже конспективно и излагается. Основы химизма этого процесса сводятся к следующему. Большинство сульфидных соединений металлов неустойчивы в зоне окисления. Здесь, под

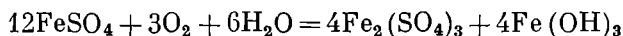
влиянием воды с растворенными в ней кислородом и углекислотой, а также обычно находящимися в ней в зоне окисления сульфидных месторождений H_2SO_4 , $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ и отчасти CuSO_4 сульфиды переходят в сульфаты. Экспериментальные исследования М. Сато (Sato, 1950) по разложению сульфидов меди, свинца, серебра, железа и цинка в процессе их окисления показали, что вначале при определенном значении Eh раствора в него переходят атомы серы и металла, а затем уже осуществляется преобразование последних в сульфаты при постепенном снижении Eh и повышении pH раствора.

В связи с различной степенью растворимости сульфатных соединений разных металлов легко растворимая часть их может быть вынесена циркулирующими водами и рассеяна или переотложена, а труднорастворимая может сохраниться на месте. При этом в обоих случаях сульфатные соединения, являясь неустойчивыми, окисляются далее, и конечными продуктами измененных руд являются окислы, гидроокислы, карбонаты, в меньшей степени фосфаты, арсенаты и арсениаты, ванадаты, антимонаты и антимониаты, молибдаты, хроматы, вольфраматы, уранаты, силикаты, самородные элементы.

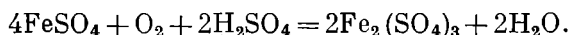
Химизм процесса изменения приповерхностных частей сульфидных месторождений может быть представлен на примере окисления пирита, которое идет по следующей схеме:



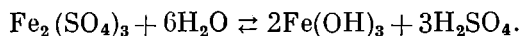
Образовавшийся сульфат закиси железа является неустойчивым и, окисляясь далее, переходит в сульфат окиси.



или

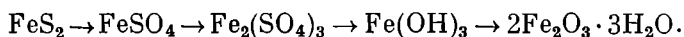


Сульфат окиси железа в нейтральных или слабокислых растворах также неустойчив и, гидрализуясь, в конечном итоге переходит в гидроокись железа.



Гидроокись железа представляет собой легкокоагулирующийся гидрозоль. Выпадающий гель дает начало разнообразным гипергенным минералам железа, среди которых наиболее распространенными являются гидрогематит, гётит и лимонит.

Таким образом, цепь химических преобразований сульфида железа в зоне окисления сводится к следующему:



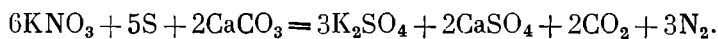
лимонит

В результате этих преобразований в верхних частях сульфидных рудных тел накапливаются массы гидроокислов железа, образующие так называемую «железную шляпу».

Следует иметь в виду, что разные сульфиды разлагаются в зоне окисления с различной интенсивностью в зависимости от величины их окислительно-восстановительного потенциала и кислотности — щелочности растворов, как это очень хорошо показано Р. Гаррелсом (1962). Порядок окисления и растворения минералов в смеси сульфидов, по мнению И. Гинзбурга, хорошо объясняется с электрохимической точки зрения. В смесях сульфидов в результате воздействия гальванических токов легче растворяются металлы более электроотрицательные (цинк сфалерита или медь ковеллина) и труднее — металлы более электроположительные (железо пирита). Все это приводит к достаточно быстрому исчезновению одних сульфидов при частичной и даже полной и длительной сохранности

других. Наиболее легко разлагаются пирротин, сфалерит и халькозин, практически не разлагается киноварь, с трудом и медленно разлагаются пирит, аргентит, галенит, энаргит; остальные сульфиды занимают промежуточное положение.

Согласно Л. Крамаренко и И. Презреновой (1961 г.), зона окисления сульфидных месторождений представляет арену активного действия денитрифицирующих или тионовых, окисляющих серу, бактерий. Под их влиянием сера окисляется по формуле:



Согласно этой формуле, сера сульфидов окисляется до серной кислоты, а нитрады, входящие в состав бактерий, восстанавливаются до молекулярного азота. Такой процесс экзотермичен и сопровождается выделением тепла. Н. Ляликова (1961) экспериментальным путем показала, что под воздействием бактерий окисление сульфидов ускоряется от 3 до 10 раз.

Как уже указывалось выше, сульфаты, образующиеся в процессе окисления рудных тел, обладают различной растворимостью, определяющей возможность перевода их в раствор и вынос за пределы верхней части рудных тел (табл. 37).

Т а б л и ц а 37

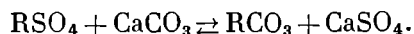
Растворимость сульфатов в воде (по В. Эммонсу)

Сульфаты	Растворимость, г/л	Температура, °С	Сульфаты	Растворимость, г/л	Температура, °С
ZnSO ₄	531,2	18	FeSO ₄	157,0	0
MnSO ₄	393,0	25	CuSO ₄	172,0	20
NiSO ₄	274,8	22,6	Ag ₂ SO ₄	7,7	17
CaSO ₄	265,8	20	PbSO ₄	0,041	18

Выше кратко охарактеризован процесс разложения сульфидных месторождений в зоне окисления, протекающий в кислотных условиях. При отсутствии сульфидов это разложение осуществляется в щелочных условиях. В этом случае могут возникнуть легко растворимые комплексные соединения типа щелочно-карбонатных для урана, фосфатно-карбонатных для меди, гуматных для золота и серебра и др. (В. Щербина, 1955 г.). Они также обеспечивают перевод ряда рудообразующих элементов в раствор и миграцию их за пределы рудных тел.

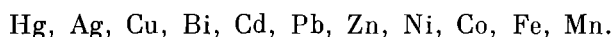
Однако не все количество металла выносится в сульфатных или комплексных растворах за пределы месторождений и рассеивается; часть его, нередко значительная, осаждается в зоне окисления и в зоне вторичного обогащения. Осаждение металлов из растворов в зоне окисления происходит по ряду причин, главными среди которых являются: 1) взаимодействие растворов с породами и рудой, 2) взаимодействие растворов с растворами, 3) взаимодействие растворов с газами, 4) испарение растворов, 5) гидролиз, 6) коагуляция, 7) адсорбция гелями.

Наибольшее значение имеют реакции между растворами и породой или рудой. Они могут протекать по следующей схеме (взаимодействие раствора и известняка):



Минералы боковых пород и руд обладают различной осадительной силой. По осадительной способности среди них выделяется три группы: 1) активные — карбонаты, некоторые ортосиликаты, пирротин; 2) полуактивные — полевые шпаты, пироксены, амфиболы, большинство сульфидов; 3) инертные — кварц, мусковит, флюорит, барит и отчасти пирит, марказит, арсенопирит, халькопирит.

Процесс осаждения металлов из сульфатных растворов сульфидами наиболее активно протекает в зоне вторичного обогащения. Здесь металлы, находящиеся в сульфатном растворе, вытесняют металлы сульфидов в соответствии с рядом Шюрмана, в котором элементы расположены в порядке убывающего сродства с серой в такой последовательности:



По этому ряду, например, сульфат серебра, взаимодействуя с сульфидами меди, висмута, свинца и т. д. переводит эти металлы в раствор с одновременным отложением сульфида серебра.

Как уже указывалось выше, конечными продуктами разложения сульфидных руд в зоне окисления являются главным образом гидроокислы, карбонаты и силикаты, а также некоторые другие соединения. Выпадение этих соединений и их стабилизация в зоне окисления возможны при определенном химическом состоянии среды, определяющейся в основном величиной рН воды, циркулирующей в приповерхностных частях рудных тел. Начало выпадения происходит для соединений различных металлов при разном значении рН, поэтому иногда можно наблюдать известную последовательность отложения окисных производных первичных руд. Эта последовательность минералообразования в зоне окисления в связи с резкими колебаниями химизма среды от одного участка к другому несравненно менее отчетлива, чем в первичных рудах, но тем не менее при тщательном изучении окисленных руд она иногда намечается, как это, например, сделано И. Гинзбургом в 1955 г. для зоны окисления полиметаллического месторождения Кызыл-Эспе в Казахстане.

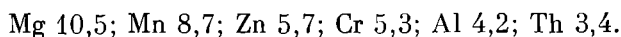
Изменение величины рН, определяющей начало выпадения конечных продуктов разложения руд зоны окисления и влияющей на последовательность их отложения, указано в табл. 38.

Т а б л и ц а 38

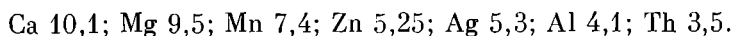
Величина рН начала выпадения гидроокислов (для слабых растворов)

Элементы	По Брит-тону	По Ат-кинсу	По Лов-рингу	Элементы	По Брит-тону	По Ат-кинсу	По Лов-рингу
Fe^{+3}	2,0	3,0	2,5	Co^{+2}	6,8	7,0	8,0
Mo^{+3}	3,0	—	—	Ni^{+2}	6,7	—	—
Fe^{+2}	5,5	5,1	7,0	As^{+2}	7,5—8	8—9	8,5
Cu^{+2}	5,3	6,0	—	Mg^{+2}	10,5	10,0	10,5
Zn^{+2}	7,0	6,0	—	Ca^{+2}	—	11,0	11,0
Pb^{+2}	6,0	5,1	7,0				

Величина рН начала выпадения основных карбонатов изменяется следующим образом (по И. Гинзбургу):



Величина рН начала выпадения основных силикатов изменяется по тем же сведениям следующим образом:



Еще более сложная зависимость устойчивости окисных производных сульфидов возникает если учитывать не только рН, но и Eh среды. На рис. 188 приведен пример такой зависимости для сульфидов свинца, цинка и меди (Гаррелс, 1962). Из диаграммы следует, что последовательность преобразования сульфидов этих металлов при их окислении (полей устойчивости) зависит в большей степени от изменения окислительно-восстановительного потенциала, чем от водородного показателя.

Химическое выветривание тел полезных ископаемых происходит постепенно, проходя через ряд стадий. Так, для развития зоны окисления сульфидных залежей С. Смирнов намечает три стадии.

Н а ч а л ь н а я стадия, когда первичные минералы только начинают изменяться. Новообразований при этом бывает мало, они представлены главным образом сульфатами и лишь частично окислами, гидроокислами и другими конечными продуктами окисления.

С р е д и н н я я стадия, когда вторичные минералы преобладают над первичными, но в зоне окисления еще встречаются наиболее

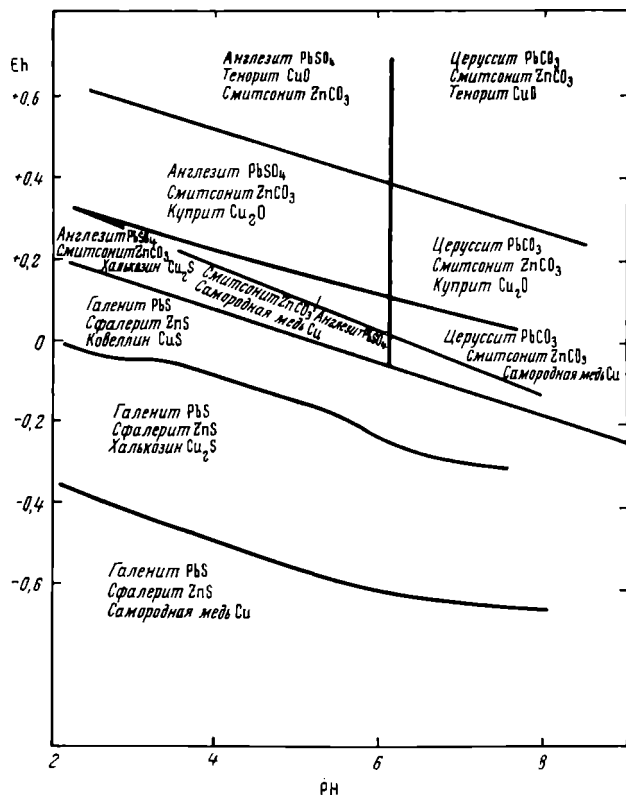


Рис. 188. Сводная диаграмма устойчивости парагенетических групп рудных сульфидов и продуктов их окисления при $25^{\circ}C$, 1 атм общего давления и при наличии суммы растворенного карбоната, равной 10–1,5, и суммы растворенной серы, равной 10–1. По Р. Гаррелсу

устойчивые сульфиды. Наряду с сульфатами в окисленном материале преобладают конечные продукты разложения (окислы, карбонаты, силикаты и пр.).

К о н е ч н а я стадия, при которой сульфиды (кроме киновари) исчезают, а количество сульфатов становится ничтожным. Весь материал зоны окисления сложен конечными продуктами разложения.

Последовательность развития зоны окисления в месторождениях колчеданных залежей в связи с прогрессивным опусканием уровня грунтовых вод показана на рис. 189.

При изучении отдельных месторождений возможно более детальное расчленение процесса разложения руды в зоне окисления, как это, например, сделано И. Гинзбургом (1955) для свинцово-цинкового месторождения Кызыл-Эспе. Здесь выделяются следующие стадии развития зоны окисления: 1) сульфатная, 2) карбонатная (с этапами карбонатно-сульфат-

ным, кремнисто-силикатно-железисто-марганцовым, карбонатно-кремнеземистым), 3) комплексных солей (с этапами — арсенато-фосфато-хромато-кремнеземистым, молибдато-марганцово-карбонато-кремнеземистым, ванадато-марганцовым).

Подобного рода стадийность в развитии зоны окисления В. Щербина (1955) намечает для минеральных превращений отдельных металлов. Так,

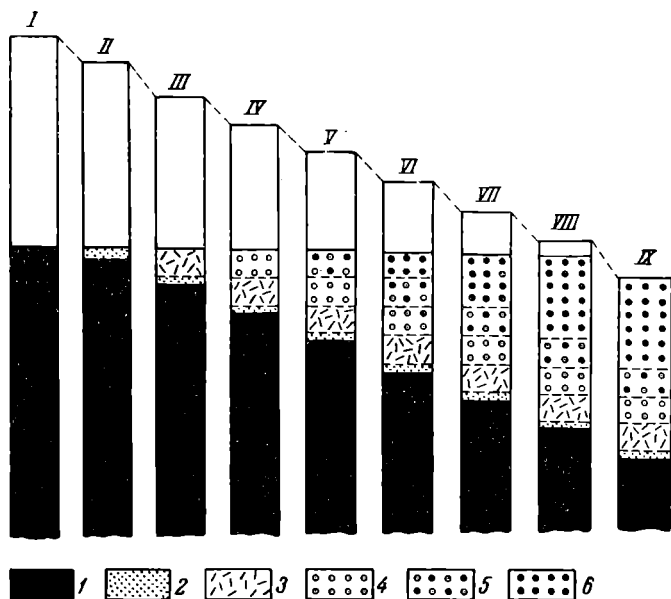
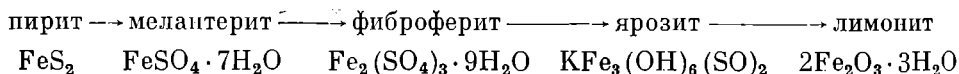


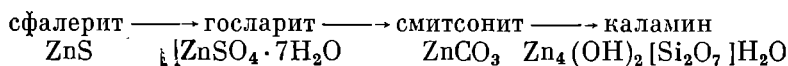
Рис. 189. Последовательность формирования зоны окисления в месторождениях колчеданных залежей. По Ф. Чухрову

1 — сплошные колчеданные руды; 2 — колчеданная сыпучка; 3 — серососные окисленные руды; 4 — ярозиты; 5 — ярозиты и железняки; 6 — железняки

например, для железа он приводит такую серию минеральных превращений:



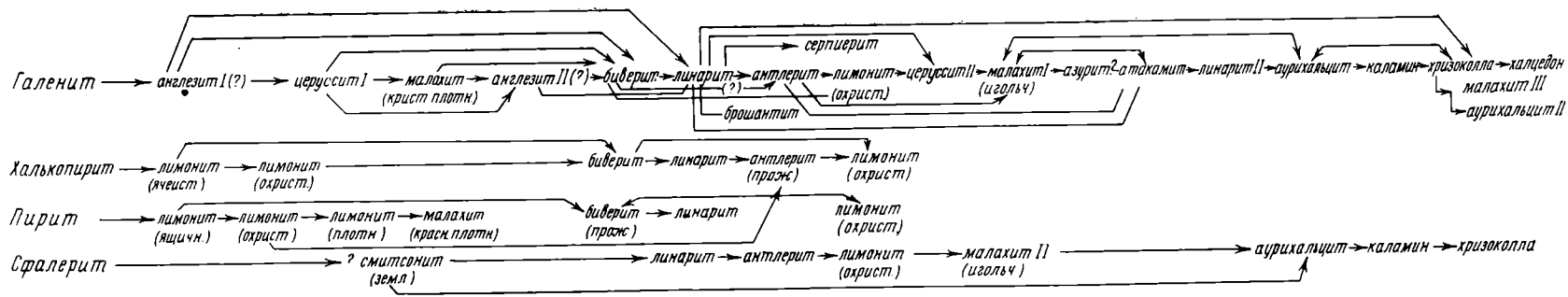
а для цинка эта серия имеет следующий вид:



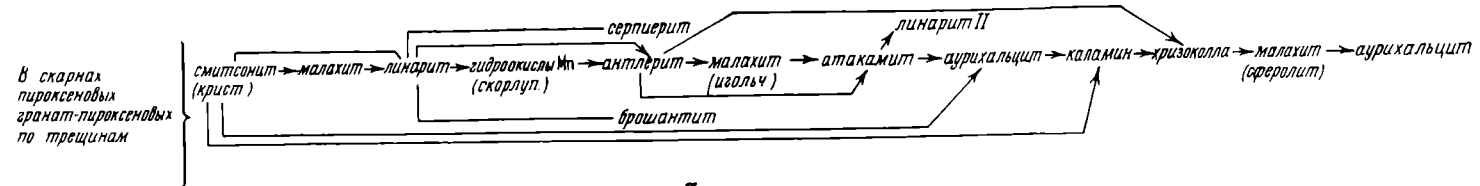
Детальное изучение некоторых месторождений позволяет наметить еще более дробные схемы минеральных превращений в их зоне окисления (рис. 190).

ОСОБЕННОСТИ ТЕКСТУР ОКИСЛЕННЫХ РУД

Текстура окисленных руд зависит от двух обстоятельств: от элементов строения первичного материала и от элементов, созданных в порядке вторичной (супергенной) переработки первичной руды. В первом случае в текстуре окисных производных проявляется текстурный отпечаток первичного материала и рисунок мельчайшей трещиноватости, консервирующей в окисленном материале в виде каркаса ячеек кремнистого лимонита. Во втором случае процессы выщелачивания с попутной переработкой материала создают серию землистых остаточных текстур, а процессы супергенного переотложения приводят к образованию ряда более плотных, обычно коломорфных текстур.



а



б

Рис. 190. Схема последовательности минералообразования в зоне окисления халькопирит-сфалерит-галенитовых руд. По И. Витовской
 а — среди массивных руд; б — по трещинам рудовмещающих скарнов

Неустойчивость супергенных процессов, быстрая смена их характера в ближайших участках и во времени, наложение поверхностных черт текстуры на рисунок первичных текстур приводят к необычайной пестроте сложения окисленных руд. Лишь в первом приближении текстуры окисленных руд могут быть расклассифицированы следующим образом (В. Смирнов, 1946 г.).

А. Унаследованные гипогенные текстуры

1. Псевдоморфные текстуры (текстуры, отвечающие текстуре первичной руды):

- 1) массивные,
- 2) пятнистые,
- 3) полосчатые,
- 4) вкрапленные,
- 5) прожилковые.

2. Каркасные текстуры (текстуры, связанные с консервацией трещинной системы первичной руды):

- 1) ящичные,
- 2) губчатые.

Б. Супергенные текстуры

1. Остаточные текстуры:

- 1) землистые,
- 2) шлаковидные,
- 3) брекчиевые.

2. Переотложенные текстуры:

- 1) колломорфные,
- 2) корковые,
- 3) полосчатые,
- 4) натечные,
- 5) рыхло-порошковые.

ОСНОВЫ ПРОМЫШЛЕННОЙ ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ИХ ИЗМЕНЕННЫМ ВЫХОДАМ

При оценке промышленного значения рудных месторождений по их измененным приповерхностным частям возникают следующие основные вопросы: месторождение какого металла или металлов представляет данный выход, каков возможный состав его первичных руд и как увязывается качество руды в приповерхностной части месторождения по содержанию металла или металлов с глубинными частями месторождения?

Для разрешения этих вопросов необходимо изучить: 1) остаточные, неизменные, первичные минералы; 2) типоморфные вторичные минералы; 3) индикаторные текстуры лимонитов зоны окисления.

Остаточные первичные минералы в виде отдельных зерен и скоплений нередко обнаруживаются даже в очень энергично измененных приповерхностных частях рудных тел, и их определение играет важную роль в выводах о вероятном составе первичной руды.

Типоморфными называются вторичные минералы измененной зоны рудного тела, по наличию которых определяется присутствие определенного металла в составе первичной руды. В некоторых случаях характерные типоморфные минералы позволяют определить не только наличие в первичной руде тех или иных металлов, но также и минералов, заключающих эти металлы. Например, аннабергит и эритрин, как правило, свидетельствуют о присутствии в первичной руде арсенидов никеля и кобальта, скородит — о наличии арсенопирита, ярозит указывает на железосодержащие сульфиды и т. п.

Для ряда первичных минералов, полностью разложенных в верхней части рудных тел, выявлены своеобразные текстуры замещивших их гидроксидов железа, получившие название индикаторных текстур лимонитов зоны окисления рудных месторождений. Эта текстура представляет собой пористый скелет, образованный тонкими переплетающимися перепонками кремнистого лимонита, выполненный в большей или меньшей степени рыхлым лимонитом и другими вторичными минералами. Строение скелета отображает систему кливажа, очертания граней зерен и кристаллов и специфические трещинные системы первичных минералов.

Участки с индикаторной текстурой обычно имеют незначительные размеры — от нескольких миллиметров до 1—2 см в поперечнике, а их строение рассматривается под лупой. Индикаторные лимониты, сформированные по определенным сульфидам, имеют вспомогательное значение при оценке слаборазложенных зон окисления, но являются важнейшим средством для оценки интенсивно выщелоченных выходов.

Среди большого ряда текстур лимонита главной индикаторной разновидностью является каркасная текстура, разделяющаяся на два типа — ящичный и губчатый. Каркасная текстура индикаторных лимонитов лучше всего формируется в породах, умеренно нейтрализующих кислые растворы. Ее может совсем не быть среди инертного материала, и она менее отчетлива среди пород, обладающих высокой степенью нейтрализации кислых растворов. Примесь пирита, достигающая размера более одной четверти общего объема сульфидов, создает такое количество рыхлого недиагностируемого лимонита, которое не позволяет количественно оценивать выходы месторождений по индикаторным текстурам лимонита. В этом случае возможна лишь фиксация наличия тех или иных сульфидов в первичной руде.

Индикаторные текстуры лимонитов отличаются только в поверхностном слое и исчезают с глубиной.

К этой же группе признаков относятся и пустоты, образующиеся на месте выщелачивания легкорастворимых минералов, заключенных среди устойчивой жильной массы, по очертаниям которых можно сделать вывод о их составе.

Кислые, особенно сернокислые воды зоны окисления сульфидных месторождений изменяют их боковые породы, обычно осветляют их. Осветление связано преимущественно с супергенной каолинизацией, а также с развитием монтмориллонита, гидрослюд и талька по силикатам (Шахов, 1960). Иногда возникают ореолы гидроокислов железа.

Существенную помощь в оценке измененных у поверхности земли рудных тел, особенно в оценке интенсивно разложенных выходов этих тел, в определении их металлического состава, могут оказать различные микрореакции и спектральный анализ проб, которые всегда следует делать в таких случаях.

ЗОНА ОКИСЛЕНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По степени устойчивости и по характеру изменения главных рудообразующих минералов в верхней, окисляющейся части рудных тел металлические месторождения можно разбить на четыре группы.

Первая группа охватывает месторождения таких металлов, главные рудообразующие минералы которых являются практически устойчивыми в зоне окисления или изменяются столь слабо, что выделение их осуществляется легко. К этой группе относятся месторождения окисных и гидроокисных руд железа и марганца, бокситов, хромита, касситеритовых руд олова, вольфрама, ртути, золота в кварцевых жилах, платины. В верхних частях перечисленных месторождений не происходит заметных изменений главных рудообразующих минералов и содержания металла

в руде. Лишь иногда это содержание повышается за счет выщелачивания соединений, входящих в легкоразлагаемые минералы, сопровождающие рудообразующие. Данные по содержанию металлов, полученные при опробовании верхних частей месторождений, в общем случае можно распространить и на глубинные части рудных тел.

Вторая группа включает месторождения таких металлов, главные рудообразующие минералы которых, являясь неустойчивыми в зоне окисления, заменяются вторичными устойчивыми минералами. К этой группе относятся месторождения карбонатных руд железа и марганца, свинца, мышьяка, висмута, сурьмы, отчасти титана (ильменит). В верхних, окисленных частях рудных тел этих месторождений происходит изменение минерального состава главных рудообразующих минералов, но не происходит изменения в содержании металлов. В этом случае, так же как и в предыдущем, данные по содержанию металла, полученные при опробовании верхних частей рудных тел, в общем случае можно распространять и на нижние их части.

Третья группа включает месторождения таких металлов, главные рудообразующие минералы которых являются неустойчивыми в зоне окисления, а продукты их разложения могут легко растворяться и выноситься за пределы рудных тел. К этой группе относятся месторождения цинка, меди, никеля, кобальта, молибдена, урана, золота в сульфидных рудах и бора в эндогенных месторождениях.

В верхних, окисленных частях рудных тел этих месторождений происходит изменение минерального состава главных рудообразующих минералов и может иметь место снижение содержания металла в руде. Данные по содержанию металла, полученные при опробовании верхних, измененных частей рудных тел, нельзя распространять на глубинные, неизмененные их части, где содержание металла может быть, в общем случае, выше.

Четвертая группа определяется своеобразным процессом концентрации молибдена и ванадия в форме вульфенита и ванадинита, который иногда имеет место в зоне окисления свинцовых месторождений. При этом сравнительно высокое содержание молибдена и ванадия в таких участках верхней части рудных тел, иногда достигающее промышленных концентраций, обычно совершенно не отвечает низкому (кларковому) содержанию этих металлов в первичной руде, т. е. практически отсутствию этих металлов на глубине. Данные по содержанию молибдена и ванадия, полученные в этих условиях при опробовании в зоне окисления, никоим образом нельзя распространять на глубинные, неизмененные части рудных тел, где эти металлы обычно практически отсутствуют.

Ниже приводятся краткие данные по характеристике зоны окисления указанных четырех групп месторождений.

Группа 1. Месторождения, главные рудообразующие минералы которых не изменяются или слабо изменяются в зоне окисления

Железо. Рудные тела, сложенные гематитом, магнетитом и бурым железняком, являются чрезвычайно устойчивыми и не подвергаются сколь-либо заметному изменению в зоне окисления; в сульфидных рудах часть магнетита и гематита под воздействием серноокислых растворов может гидратизироваться и переходить в гидроокислы железа (Ю. Юрк, 1956 г.).

Марганец. Для пиролюзитовых марганцовых руд существенных изменений в зоне окисления не происходит, кроме некоторого обогащения фосфором в поверхностном слое. Манганитовые руды переходят в тонкодисперсные пиролюзитовые руды, которые надо отличать от первичных пиролюзитовых руд (А. Бетехтин, 1955 г.).

Бокситы. Рудные залежи бокситов не подвергаются изменению в зоне окисления.

Хром. Залежи хромистого железняка, главными рудообразующими минералами которых являются различные хромшпинелиды, практически не изменяются в зоне окисления. Лишь в случае необычайно интенсивного окисления, например, в переотложенных рудах, зерна хромшпинелидов облекаются каймой магнетита, переходящего затем в гематит (Н. Егорова, 1961 г.).

Олово. Главным рудообразующим минералом промышленных оловянных месторождений является касситерит — минерал, очень устойчивый в зоне окисления.

Вольфрам. Рудообразующие минералы вольфрамовых месторождений — вольфрамит и шеелит — являются в большинстве случаев весьма стойкими в зоне окисления и лишь иногда покрываются тонкой пленкой тунгстита ($WO_3 \cdot nH_2O$) или других окисных производных вольфрама. Однако в рудах со значительным содержанием сульфидов шеелит, по данным Л. Яхонтовой (1953), может разлагаться и выщелачиваться. В этих случаях на поздних стадиях выветривания он может фиксироваться в зоне окисления в форме штольцита ($PbWO_4$) и чиллагита ($Pb[(Mo, W)O_4]$). Вольфрамит, по данным Ф. Чухрова (1950 г.), в исключительных случаях в районах с длительным континентальным режимом и сухим пустынным климатом может также разлагаться на выходах рудных тел с образованием на его месте гидроокислов железа и марганца.

Ртуть. Главнейший рудообразующий минерал ртутных месторождений — киноварь — является, пожалуй, единственным из числа широко распространенных сульфидов, весьма устойчивым в условиях зоны окисления. Некоторая часть киновари под действием сульфата окисного железа, возникающего в процессе разложения пирита и других сульфидов, может перейти в сульфат окиси ртути и быть источником вторичных ртутных минералов (А. Сауков и Н. Айдинян, 1940 г.). В связи с этим на выходах тела ртутных руд сложены первичной киноварью, которая очень редко ассоциируется с порошковатой разновидностью этого минерала, которому приписывается вторичное происхождение, и с капельками самородной ртути.

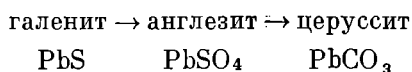
Золото в кварцевых жилах. Кварцевые жилы и другой формы залежи, содержащие золото в форме самородных зерен различного размера, обычно не подвергаются изменению в зоне окисления. Иногда в трещиноватых и пористых рудах наблюдается некоторая механическая миграция золота из поверхностного слоя вниз.

Платина. Месторождения платины относятся также к разряду устойчивых в зоне окисления.

Группа 2. Месторождения, в которых происходит изменение минерального состава руд в зоне окисления без выноса металла

Свинец. Свинцовые месторождения являются типичными представителями описываемой группы месторождений. Главный рудообразующий минерал первичных свинцовых руд — галенит — является неустойчивым в зоне окисления. В начальной стадии разложения он заменяется сульфатом свинца — англезитом — соединением также неустойчивым, но вместе с тем необычайно слабо растворимым в грунтовых водах (см. табл. 37).

Англезит замещается карбонатом свинца — церусситом, соединением практически не растворимым, но уже устойчивым в зоне окисления. Таким образом, общая цепь изменения сводится к следующему:



При дальнейшем длительном окислении часть церуссита может медленно замещаться пироморфитом и ванадинитом (В. Щербина, 1955 г.).

При всех этих изменениях как промежуточные продукты, так и окончательные соединения свинца являются очень труднорастворимыми, поэтому выноса свинца из зоны окисления, в общем случае, не происходит. Лишь в отдельных случаях, как, например, в месторождениях рудного поля Миавда в Танганьике (Африка), в результате древнего выветривания, протекавшего в пустынной обстановке, свинец вместе с медью и золотом, по данным Ж. Пуссена и Мак-Коннола, выщелочены почти целиком.

Признаками для расшифровки зон окисления свинца являются остаточный галенит, типоморфные вторичные минералы и индикаторные текстуры лимонита.

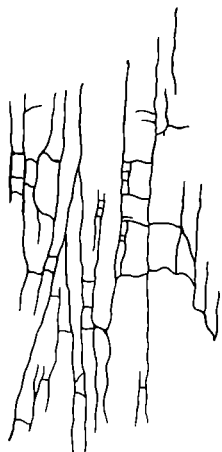


Рис. 191. Фрагмент кливажной ящичной текстуры лимонита по галениту. Увел. 6.



Рис. 192. Фрагмент алмазно-петельчатой текстуры лимонита по галениту. Увел. 4.

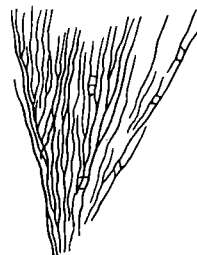


Рис. 193. Фрагмент лучистой текстуры лимонита по галениту. Увел. 6.

Галенит нередко сохраняется даже в интенсивно измененных зонах окисления свинцовых месторождений, часто встречаясь в виде своеобразных желваков, заключенных в оболочку англезита и церуссита. Эти оболочки вторичных минералов, облегающие отдельные скопления галенита, задерживают его разложение и способствуют его сохранению в зоне окисления.

Главными типоморфными минералами свинца в измененной, окисленной части его месторождений являются: церуссит (PbCO_3) и англезит (PbSO_4); в меньшей мере — плюмбоарозит ($\text{PbFe}_6(\text{OH})_{12}[\text{SO}_4]_4$), вольфенит (PbMoO_4), пироморфит ($\text{Pb}_5\text{Cl}[\text{PO}_4]_3$), миметезит ($\text{Pb}_5\text{Cl}[\text{AsO}_4]_3$), бедантит ($\text{PbFe}_3(\text{OH})_6[\text{SO}_4][\text{AsO}_4]$), ванадинит ($\text{Pb}_5\text{Cl}[\text{VO}_4]_3$), деклуазит ($\text{Pb}(\text{Zn}, \text{Cu})(\text{OH})[\text{VO}_4]$), биндгеймит ($\text{Pb}_2\text{Sb}_2\text{O}_7 \cdot n\text{H}_2\text{O}$).

По галениту нередко развиваются очень своеобразные и отчетливые индикаторные текстуры лимонитов. Среди этих текстур наиболее типичными являются так называемые кливажная ящичная (рис. 191), алмазно-петельчатая (рис. 192) и пирамидальная, или лучистая (рис. 193).

Очень характерной для интенсивно окисленных выходов свинцовых рудных тел является так называемая неполношлаковая лимонитовая корка, формирующаяся посредством псевдоморфозного замещения церуссита в энергично измененных выходах, в которых даже труднорастворимые свинцовые соединения могут быть частично выщелочены. Лимонитовые корки облегают стенки вышеописанных текстур и выполняют их ячейки. Они имеют вид как бы ошлакованной массы, обволакивающей перегородки

ячеек и увеличивающих их толщину от 2 до 10 раз. Иногда в этих корках наблюдаются застрявшие зерна церуссита.

Мышьяк. Арсениопирит, являющийся главным рудообразующим минералом первичных руд промышленных месторождений мышьяка, неустойчив в зоне окисления и замещается скородитом. Скородит достаточно устойчив в условиях зоны окисления и может здесь долго сохраняться, не претерпевая дальнейших изменений. При наличии в арсениопиритовой руде большого количества пирита образуется бедантит. В рудных телах, сложенных реальгаром, этот минерал в самой верхней части месторождения, на свету, замещается аурипигментом.

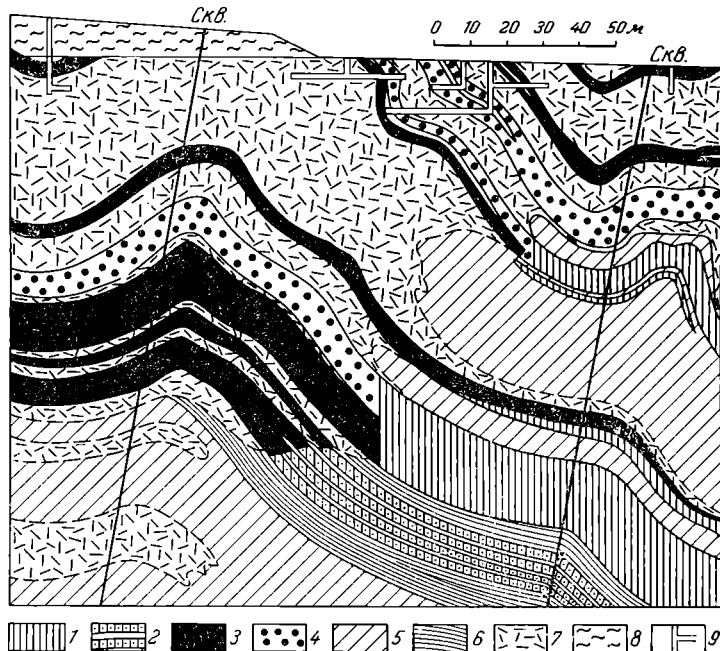
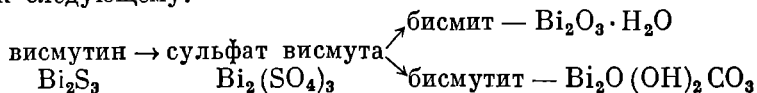


Рис. 194. Зона окисления Туканского месторождения (геологический разрез). По В. Малюге

1 — чистые сидериты, манганосидериты и сидероплезиты; 2 — глинистые сидериты; 3 — бурые железняки; 4 — карандашные рулы (марганцовистые турциты); 5 — филлитизированные глинистые и карбонатно-глинистые сланцы; 6 — углито-глинистые сланцы (темноцветные глинистые сланцы, содержащие углестое вещество, пирит, железистые карбонаты); 7 — измененные породы коры выветривания; 8 — наносы; 9 — горные выработки

Главными типоморфными минералами в окисленных частях арсениопиритсодержащих рудных тел являются скородит ($\text{Fe}[\text{AsO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и бедантит ($\text{PbFe}_3(\text{OH})_6[\text{SO}_4][\text{AsO}_4]$). Реже встречаются фармакосидерит ($\text{Fe}_5(\text{OH})_6[\text{AsO}_4]_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), халькофиллит ($\text{Cu}_4(\text{OH})_5[\text{AsO}_4] \cdot 3,5\text{H}_2\text{O}$), миметезит ($\text{Pb}_5\text{Cl}[\text{AsO}_4]_3$), адамин ($\text{Zn}_2(\text{OH})[\text{AsO}_4]$), эритрин ($\text{CO}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$), аннабергит ($\text{Ni}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$), фармаколит ($\text{CaHAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и др. Главным типоморфным минералом окисленных частей рудных тел, сложенных простыми сульфидами мышьяка, является аурипигмент (As_2S_3).

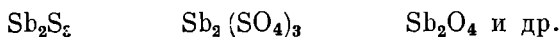
В и с м у т. Главный рудообразующий минерал первичных частей висмутовых рудных тел — висмутин — неустойчив в зоне окисления и, пройдя через сульфатную стадию изменения, замещается сравнительно устойчивыми минералами, чаще всего представленными гидроокислами и карбонатами висмута. Общая схема изменения сульфида висмута сводится к следующему:



Главными типоморфными минералами зоны окисления висмутовых месторождений служат бисмит ($\text{Bi}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) и бисмутит ($\text{Bi}_2\text{O}(\text{OH})_2\text{CO}_3$), меньшую роль играют самородный висмут, базобисмутит ($2\text{Bi}_2\text{O}_3 \cdot \text{CO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$) и др.

С у р ь м а. Основной рудообразующий минерал первичных сурьмяных руд — антимонит — неустойчив в зоне окисления и, пройдя через сульфатную стадию изменения или минуя ее, замещается более устойчивыми соединениями, чаще всего окислами сурьмы. Общая схема изменения антимонита в условиях зоны окисления следующая:

антимонит → сульфат сурьмы → окислы сурьмы



Наиболее распространенными типоморфными минералами зоны окисления сурьмяных месторождений являются: валентинит (Sb_2O_3), сенармонтит (Sb_2O_3), сервантит (Sb_2O_4), стибиконит ($\text{Sb}_2\text{O}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). Реже встречаются кермезит ($\text{Sb}_2\text{S}_2\text{O}$), биндгеймит ($\text{Pb}_2\text{Sb}_2\text{O}_7 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) и др.

К а р б о н а т н ы е р у д ы ж е л е з а и м а р г а н ц а. Руды железа и марганца, сложенные карбонатами, совершенно неустойчивы в условиях зоны окисления и замещаются соответствующими окислами и гидроокислами этих металлов (рис. 194). При этом карбонаты марганца превращаются в гидроокисел четырехвалентного марганца — вернадит, который в плотном состоянии имеет черный цвет и смоляной блеск, а в рыхлом — шоколадно-бурую окраску (А. Бетехтин, 1955 г.).

И л ь м е н и т. Изменение ильменита (FeTiO_3) происходит в направлении окисления, гидратации и последовательного выноса катионов трехвалентного железа. В связи с этим ильменит вначале переходит в гидратированный ильменит, затем в арizonит, далее в лейкоксен и, наконец, в рутил или анатаз, брукит (М. Дядченко и А. Хатунцева, 1960 г.).

Группа 3. Месторождения, в которых происходит изменение минерального состава руд в зоне окисления и возможен вынос металла

Ц и н к. Цинковые залежи являются типичными представителями описываемой группы месторождений. Главный рудообразующий минерал этих месторождений — сфалерит — неустойчив в условиях зоны окисления. В этих условиях он преобразуется в сульфат цинка — соединение, необычайно легко растворимое в грунтовых водах (см. табл. 37). Воды эти могут в процессе длительной их циркуляции промыть верхнюю часть месторождения и практически полностью удалить из нее цинк. Лишь встреча этих вод с карбонатной средой способствует высаживанию цинка в форме карбоната и переотложению цинковых руд в виде вторичных залежей, обычно размещающихся среди известняков лежащего бока первичных рудных тел, если они залегают в карбонатных породах. При указанных обстоятельствах свинец и цинк, очень дружные в первичных сульфидных рудах полиметаллических месторождений, в зоне окисления обычно разлучаются. Устойчивые соединения свинца сохраняются в верхней, измененной части полиметаллических рудных тел, а цинк или совсем выносится из рудных тел, или образует вторичные залежи, смещенные в сторону от первичных (рис. 195). Поэтому при открытии свинцовых залежей среди известняков должны быть поставлены работы по поискам вторичных цинковых руд на соседних участках, и наоборот.

В процессе окисления полиметаллических руд редкие элементы, содержащиеся в сульфидах (германий, кадмий, таллий, индий, галлий), имеют тенденции к рассеиванию. Переотложенные разности окисленных минералов свинца и цинка резко обедняются этими элементами. Лишь в продуктах конечной стадии окисления — в гидратах окиси железа и марганца — происходит фиксация некоторой их части (Куликова, 1962).

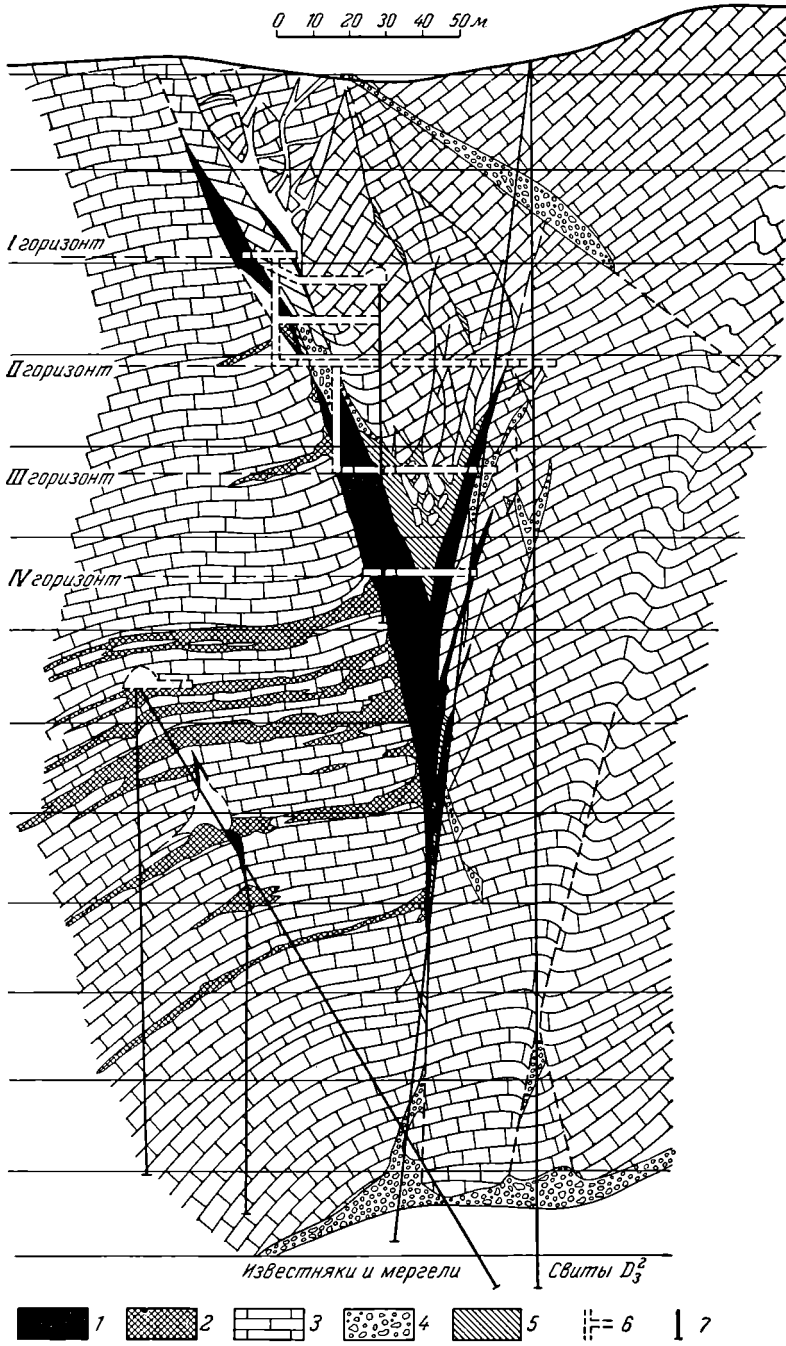
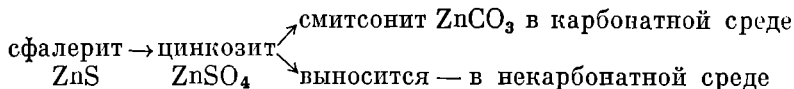


Рис. 195. Соотношение залежей вторичных свинцовых и цинковых руд на месторождении Турлан. По И. Князеву

- 1 — церусситовая руда; 2 — смитсонитовая руда; 3 — известняки и доломиты;
 4 — брекчии; 5 — глины; 6 — горные выработки; 7 — буровые скважины

Общая схема изменений сульфида цинка в условиях зоны окисления такова:



Главными типоморфными минералами цинка в зоне окисления являются: смитсонит (ZnCO_3), железистый смитсонит, или монгеймит ($(\text{Zn, Fe})\text{CO}_3$), и каламин ($\text{Zn}_4(\text{OH})_2(\text{Si}_2\text{O}_7) \cdot \text{H}_2\text{O}$); меньшее значение имеют гидроцинкит ($\text{Zn}_5(\text{OH})_6(\text{CO}_3)_2$), аурихальцит ($(\text{ZnCu})_5(\text{OH})_6(\text{CO}_3)_2$), халькофанит ($\text{ZnMn}_3\text{O}_7 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), адамин ($\text{Zn}_2(\text{OH})[\text{AsO}_4]$), виллемит ($\text{Zn}_2[\text{SiO}_4]$), алюмосиликаты цинка — мореснетит и др. ($a\text{ZnO} \cdot b\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot c\text{SiO}_2 \cdot d\text{H}_2\text{O}$) и др.

В. Келли и другие (1956 г.) отмечают, что состав конечных продуктов окисления цинка зависит от pH грунтовых вод и климата (количества осадков). В Гудспринге, Невада в США, при pH 8—9 и осадках 100 мм преобладает гидроцинкит; в Плетвилле, Висконсин, при pH 7—7,5 и осадках 900 мм развит смитсонит; в восточном Теннесси при pH 4—5 и осадках 1100 мм формируется каламин.

По сфалериту нередко развиваются характерные индикаторные текстуры лимонитов зоны окисления.

Наиболее типичной является губчатая текстура, по своему рисунку напоминающая строение резиновой губки (рис. 196). Кроме того, известны грубаячестая и тонкоячестая ящичные текстуры. Эти последние представляют серию тонких жилок стекловатого, иногда пигментированного лимонитом кварца, вытянутых параллельными пучками обычно на несколько сантиметров в длину и соединяющихся поперечными перемычками. Образованные такой системой прожилков гнезда выполнены сетью менее закономерно переплетающихся тонких перепонки кремнистого лимонита.

Медь. Сульфиды меди, образующие первичные руды месторождений этого металла, неустойчивы в условиях зоны окисления. Во всех случаях окисления медных сульфидов главным продуктом оказывается сульфат меди. Он легко растворим в грунтовых водах и в результате их длительной циркуляции может быть полностью или в значительной части вымыт из верхней, окисляющейся части медных рудных тел.

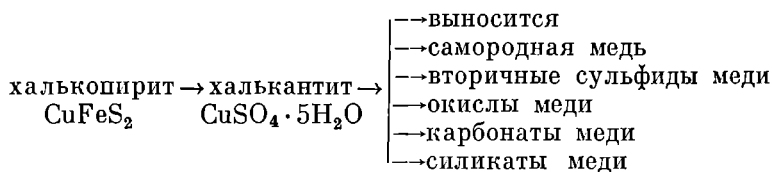
Вынос меди из верхней части рудных тел наиболее энергично происходит из сплошных сульфидных залежей, особенно при обилии в составе их сульфидов железа. Поэтому, например, из окисленных частей медноколчеданных месторождений уральского типа медь нередко бывает полностью удалена и железные шляпы этих месторождений в таких случаях совершенно не содержат медных минералов. Во вкрапленных и прожилковых медных месторождениях этот вынос осуществляется не столь радикально и обычно в приповерхностных частях таких месторождений обнаруживаются вторичные минералы. Формированию последних способствует значительно большее количество условий, чем образованию вторичных цинковых минералов, что объясняет сравнительно большее разнообразие типоморфных минералов меди в зоне окисления.

Наиболее распространенными среди них являются карбонаты, силикаты, окислы и вторичные сульфиды. Последние, точно так же как и сульфаты меди, являясь промежуточными, неустойчивыми соединениями, тем не менее задерживают общий ход окисления медных месторождений и не



Рис. 196. Фрагмент губчатой текстуры лимонита по сфалериту. Увел. 6

редко встречаются в заметных количествах. Таким образом, общая схема изменения сульфидов меди в условиях зоны окисления на примере халькопирита может быть представлена следующим образом:



Главными типоморфными минералами меди в зоне окисления являются: малахит ($\text{Cu}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$), азурит ($\text{Cu}_3(\text{OH})_2[\text{CO}_3]_2$), куприт (Cu_2O), тенорит (CuO), халькантит ($\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$), брошантит ($\text{Cu}_4[\text{SO}_4](\text{OH})_6$), халькозин (Cu_2S), ковеллин (CuS), хризоколла ($\text{CuSiO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) и самородная медь.

По халькопириту и другим сульфидам меди в зоне окисления нередко развиваются индикаторные текстуры лимонита, изученные Р. Блэнчердом и П. Босуэллом. Для халькопирита наиболее типичными являются грубо- и тонкоячеистые ящичные текстуры, подобные текстурам, свойственным лимонитам, развивающимся по сфалериту (рис. 197). «Халькопиритовая» текстура отличается от «сфалеритовой» меньшей протяженностью и параллелизмом пучков основных кварцевых прожилков, менее прочным их соединением тонкими перепонками, большей толщиной этих перепонек, отсутствием ссохшегося, сморщенного вида рисунка, типичного для сфалеритовой текстуры, и развитием на стенках ячеек и внутри их так называемого смоляного лимонита. Участки этого последнего, типичные для окисленных зон вкрапленных халькопиритовых руд, обладают плотным строением и лаково-смоляным блеском.

Для халькозина типичным является так называемый рельефный лимонит, порошокатая, но плотно сросшаяся масса которого под лупой напоминает тонкоистолченный сахар. Следует отметить, что лимонит такого же строения может образоваться не только на месте халькозина, но и на месте других минералов.

Для борнита характерной является треугольная ящичная текстура (рис. 198). Она отличается развитием ячеек, похожих на сферические треугольники и всегда заполненных в той или иной степени рыхлой лимонитовой массой.

Для тетраэдрита наиболее характерной является так называемая контурная ящичная текстура лимонита. Общий рисунок каркаса участков такого лимонита напоминает контуры изогипс карты местности с сильно-расчлененным рельефом (рис. 199).

Отличительной чертой верхних частей меднорудных залежей является обычно отчетливо проявленная зональность их строения. Надо прямо сказать, что классическая вторичная зональность свойственна почти исключительно медным месторождениям и практически отсутствует или проявляется лишь частично в месторождениях других металлов. Для верх-

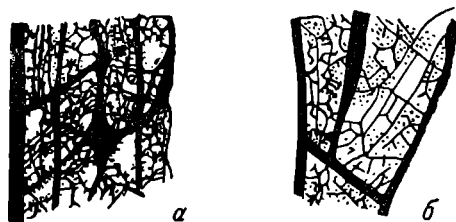


Рис. 197. Характер грубоячеистой ящичной текстуры по сфалериту (а) и аналогичной текстуры по халькопириту (б). Увел. 2. По Р. Блэнчерду и П. Босуэллу. В первом случае заметно прочное соединение стенок ячеек, больший параллелизм крупных перегородок и обилие мелких перепонек. Во втором случае заметны более обильные скопления порошокатого лимонита

них частей медных месторождений типично развитие следующих зон, постепенно сменяющих друг друга по направлению от выхода рудных тел на поверхности на глубину до границы с первичной рудой (рис. 200).

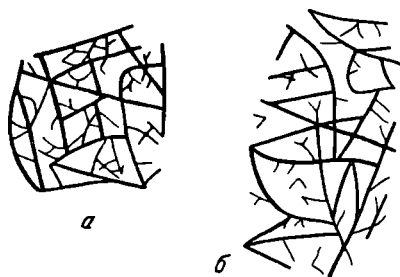


Рис. 198. Треугольная ящичная текстура лимонита, образовавшегося из борнита. Увел. 10. По Р. Бланчерду и П. Восуэлли
а — лимонит из Лукаут, Новая Мексика; б — лимонит из Ингельмай, Калифорния

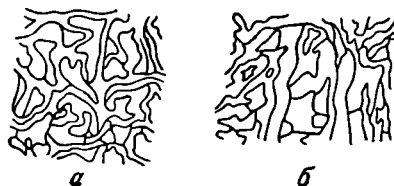


Рис. 199. Контурная ящичная текстура лимонита, образовавшегося из тетраэдрита. Увел. 7. По Р. Бланчерду и П. Восуэлли
а — лимонит из Жиллеспай, Новая Мексика; б — лимонит из Уорлдс Файр, Аризона

У поверхности располагается зона окисленных руд, представленная для сплошных колчеданных месторождений железной пляшой, а для вкрапленных месторождений — разнообразными окисными производными

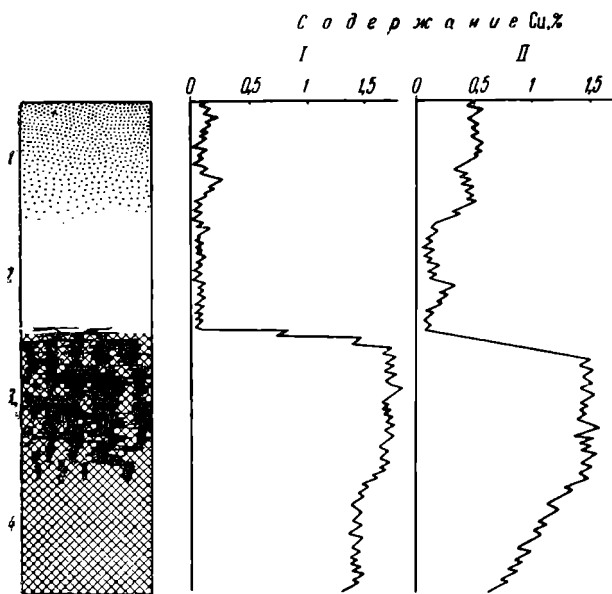


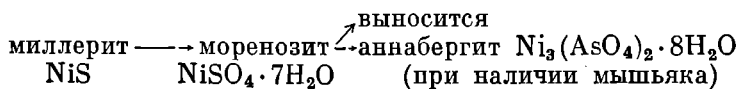
Рис. 200. Вторичные зоны в верхней окисленной части меднорудного месторождения

1 — подзона окисленных руд; 2 — подзона выщелоченных руд; 3 — зона вторичного сульфидного обогащения; 4 — зона первичных сульфидных руд. I — кривая содержания меди в колчеданном месторождении; II — кривая содержания меди в прожилково-вкрапленном месторождении

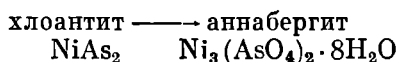
меди и сопровождающих ее металлов. Ниже располагается зона выщелоченных руд, в колчеданных месторождениях нередко сложенная сыпучим материалом (кварцевые и баритовые сыпучки), а во вкрапленных месторождениях характеризующаяся резким уменьшением количества окисных производных меди. Еще ниже следует зона вторичных сульфидных руд, состоящих главным образом из смеси первичных рудообразующих минералов и обогащающих их халькозина и ковеллина. На глубину эти руды постепенно переходят в руды первичной зоны. Мощность трех верхних зон зависит от общей глубины измененной части рудных тел, которую они обычно делят приблизительно на три равные части. Границы между ними бывают то более или менее отчетливы, как, например, на Коунраде в Казахской ССР, то очень прихотливы, как, например, на Алмалыке в Узбекской ССР.

Н и к е л ь. Сульфиды и арсениды никеля, являющиеся главными минералами первичных руд этого металла, неустойчивы в условиях зоны

окисления. Сульфиды никеля, например миллерит (NiS), в этих условиях заменяются легкорастворимым сульфатом, который может быть в значительной степени или полностью вынесен грунтовыми водами из верхней, окисленной части рудных тел. В этом случае никель может быть задержан в окисленной части рудных тел при наличии в их составе мышьяка, который создает условия для фиксации этого металла в форме труднорастворимых арсениатов. Арсениды никеля, такие, как герсдорфит, хлоантит, никелин и другие, в процессе окисления заменяются в конце концов также арсениатами. При сравнительно низкой кислотности вод, омывающих арсениаты, они долго сохраняются в верхних частях рудных тел. Таким образом, общая схема окисления сульфидов никеля на примере миллерита следующая:



Общая схема окисления арсенидов никеля на примере хлоантита следующая:



Главным типоморфным минералом никеля в зоне окисления является аннабергит.

К о б а л ь т. Поведение кобальта в зоне окисления подобно никелю. Сульфиды кобальта, такие, например, как линнеит (Co_3S_4), заменяются легкорастворимыми сульфатными соединениями и кобальт может быть вынесен за пределы зоны окисления и рассеян, если он не будет задержан в форме арсениатов при наличии мышьяка в составе кобальтовых руд. Из арсенидов кобальта, таких, как кобальтин, шмальтин, саффорит и другие, мышьяк выносится интенсивнее кобальта (и никеля), чем из сульфидов, но кобальт все же связывает часть мышьяка, переходит в арсениаты и фиксируется в зоне окисления в форме эритрина. Дальнейшее окисление эритрина приводит к образованию гетерогенита со значительным выщелачиванием кобальта из самой верхней части рудных тел (Л. Яхонтова, 1961 г.). Кобальт в зоне окисления нередко фиксируется также в форме асболана, являющегося продуктом избирательной адсорбции этого металла гелем гидроокислов марганца.

Таким образом, главными типоморфными минералами кобальта в зоне окисления являются эритрин ($\text{Co}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$), гетерогенит ($2\text{CoO}_3 \times n\text{H}_2\text{O}$) и асболан ($a\text{MnO} \cdot b\text{MnO}_2 \cdot c\text{CoO} \cdot d\text{H}_2\text{O}$). Реже встречаются сферокобальтин (CoCO_3), биберит ($\text{CoSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), розелит ($\text{Ca}_2\text{Co}(\text{AsO}_4)_2 \times 2\text{H}_2\text{O}$).

М о л и б д е н. Сульфид молибдена — молибденит, представляющий по существу единственный рудообразующий минерал первичных молибденовых руд, хотя и является по сравнению с другими сульфидами более устойчивым в условиях зоны окисления, тем не менее в результате длительного воздействия агентов этой зоны он постепенно разлагается. Основными продуктами его разложения являются легкорастворимые соединения типа $\text{MoO}_2 \cdot \text{SiO}_2$ и H_2MoO_4 .

Оба эти соединения неустойчивы и могут достаточно быстро заместиться в пиритсодержащих рудах труднорастворимым молибдатом железа (ферримолибдит), а в карбонатных рудах молибдатом кальция (повеллит). Однако времени на переход сернокисломолибденового комплекса и молибденовой кислоты в молибдаты достаточно для того, чтобы из верхней части месторождений молибден мог быть выщелочен. Такое выщелачивание особенно отчетливо проявляется в кварц-молибденовых месторождениях, расположенных в некарбонатной среде, в районах сухого и жаркого пустынного климата, с длительным существованием континентального

них частей медных месторождений типично развитие следующих зон, постепенно сменяющих друг друга по направлению от выхода рудных тел на поверхности на глубину до границы с первичной рудой (рис. 200).

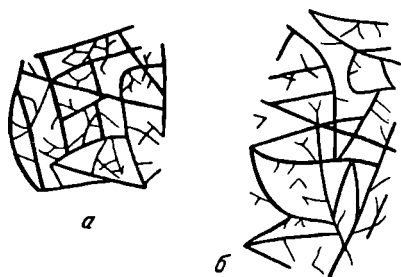


Рис. 198. Треугольная ящичная текстура лимонита, образовавшегося из борнита. Увел. 10. По Р. Бланчерду и П. Босуэллу
а — лимонит из Лукаут, Новая Мексика; б — лимонит из Ингельмайн, Калифорния



Рис. 199. Контурная ящичная текстура лимонита, образовавшегося из тетраэдрита. Увел. 7. По Р. Бланчерду и П. Босуэллу
а — лимонит из Жиллеспай, Новая Мексика; б — лимонит из Уорлдс Файр, Аризона

У поверхности располагается зона окисленных руд, представленная для сплошных колчеданных месторождений железной шляпой, а для вкрапленных месторождений — разнообразными окисными производными

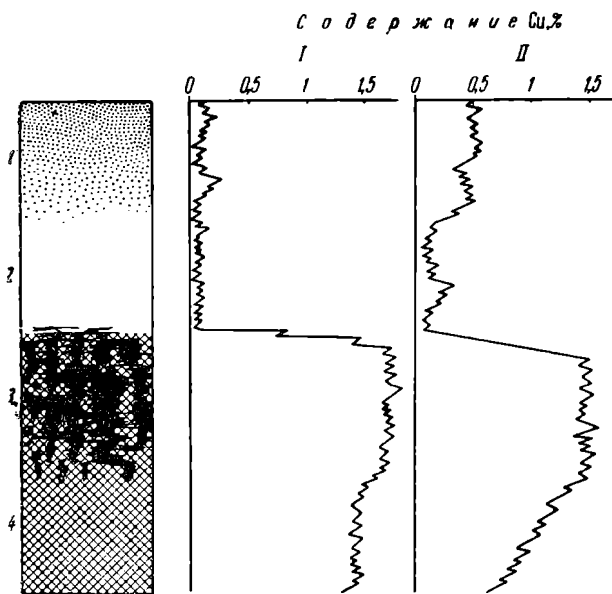


Рис. 200. Вторичные зоны в верхней окисленной части меднорудного месторождения

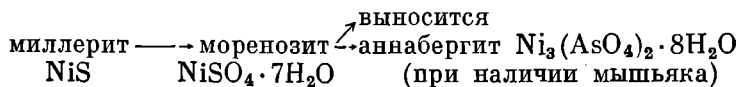
1 — подзона окисленных руд; 2 — подзона выщелоченных руд; 3 — зона вторичного сульфидного обогащения; 4 — зона первичных сульфидных руд. I — кривая содержания меди в колчеданном месторождении; II — кривая содержания меди в прожилково-вкрапленном месторождении

меди и сопровождающих ее металлов. Ниже располагается зона выщелоченных руд, в колчеданных месторождениях нередко сложенная сыпучим материалом (кварцевые и баритовые сыпучки), а во вкрапленных месторождениях характеризующаяся резким уменьшением количества окисных производных меди. Еще ниже следует зона вторичных сульфидных руд, состоящих главным образом из смеси первичных рудообразующих минералов и обогащающих их халькозина и ковеллина. На глубину эти руды постепенно переходят в руды первичной зоны. Мощность трех верхних зон зависит от общей глубины измененной части рудных тел, которую они обычно делят приблизительно на три равные части. Границы между

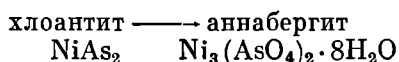
ними бывают то более или менее отчетливы, как, например, на Коунраде в Казахской ССР, то очень прихотливы, как, например, на Алмалыке в Узбекской ССР.

Н и к е л ь. Сульфиды и арсениды никеля, являющиеся главными минералами первичных руд этого металла, неустойчивы в условиях зоны

окисления. Сульфиды никеля, например миллерит (NiS), в этих условиях заменяются легкорастворимым сульфатом, который может быть в значительной степени или полностью вынесен грунтовыми водами из верхней, окисленной части рудных тел. В этом случае никель может быть задержан в окисленной части рудных тел при наличии в их составе мышьяка, который создает условия для фиксации этого металла в форме труднорастворимых арсениатов. Арсениды никеля, такие, как герсдорфит, хлоантит, никелин и другие, в процессе окисления заменяются в конце концов также арсениатами. При сравнительно низкой кислотности вод, омывающих арсениаты, они долго сохраняются в верхних частях рудных тел. Таким образом, общая схема окисления сульфидов никеля на примере миллерита следующая:



Общая схема окисления арсенидов никеля на примере хлоантита следующая:



Главным типоморфным минералом никеля в зоне окисления является аннабергит.

К о б а л ь т. Поведение кобальта в зоне окисления подобно никелю. Сульфиды кобальта, такие, например, как линнеит (Co_3S_4), заменяются легкорастворимыми сульфатными соединениями и кобальт может быть вынесен за пределы зоны окисления и рассеян, если он не будет задержан в форме арсениатов при наличии мышьяка в составе кобальтовых руд. Из арсенидов кобальта, таких, как кобальтин, шмальтин, саффорит и другие, мышьяк выносится интенсивнее кобальта (и никеля), чем из сульфидов, но кобальт все же связывает часть мышьяка, переходит в арсениаты и фиксируется в зоне окисления в форме эритрина. Дальнейшее окисление эритрина приводит к образованию гетерогенита со значительным выщелачиванием кобальта из самой верхней части рудных тел (Л. Яхонтова, 1961 г.). Кобальт в зоне окисления нередко фиксируется также в форме асболана, являющегося продуктом избирательной адсорбции этого металла гелем гидроокислов марганца.

Таким образом, главными типоморфными минералами кобальта в зоне окисления являются эритрин ($\text{Co}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$), гетерогенит ($2\text{CoO}_3 \times n\text{H}_2\text{O}$) и асболан ($a\text{MnO} \cdot b\text{MnO}_2 \cdot c\text{CoO} \cdot d\text{H}_2\text{O}$). Реже встречаются сферокобальтин (CoCO_3), биберит ($\text{CoSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), розелит ($\text{Ca}_2\text{Co}(\text{AsO}_4)_2 \times 2\text{H}_2\text{O}$).

М о л и б д е н. Сульфид молибдена — молибденит, представляющий по существу единственный рудообразующий минерал первичных молибденовых руд, хотя и является по сравнению с другими сульфидами более устойчивым в условиях зоны окисления, тем не менее в результате длительного воздействия агентов этой зоны он постепенно разлагается. Основными продуктами его разложения являются легкорастворимые соединения типа $\text{MoO}_2 \cdot \text{SiO}_2$ и H_2MoO_4 .

Оба эти соединения неустойчивы и могут достаточно быстро заместиться в пиритсодержащих рудах труднорастворимым молибдатом железа (ферримолибдит), а в карбонатных рудах молибдатом кальция (повеллит). Однако времени на переход сернокисломолибденового комплекса и молибденовой кислоты в молибдаты достаточно для того, чтобы из верхней части месторождений молибден мог быть выщелочен. Такое выщелачивание особенно отчетливо проявляется в кварц-молибденовых месторождениях, расположенных в некарбонатной среде, в районах сухого и жаркого пустынного климата, с длительным существованием континентального

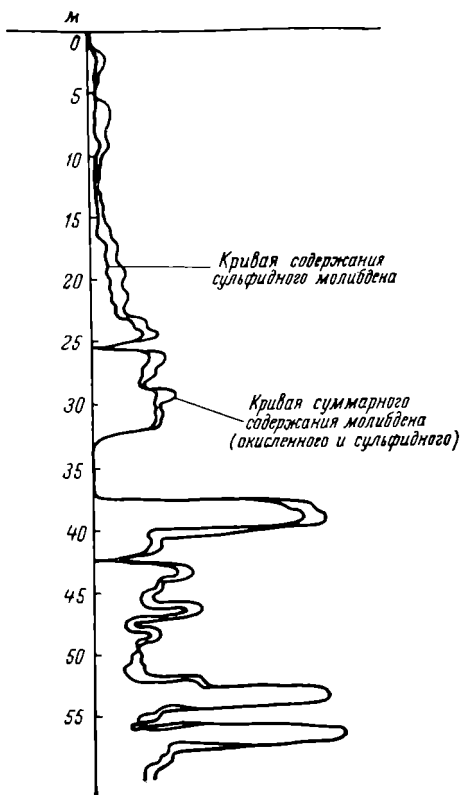


Рис. 201. Кривые изменения содержания молибдена с глубиной по стволу шахты, пройденному по кварц-молибденовой жиле.
По Ф. Чухрову

режима при устойчивом рельефе участков месторождений (Ф. Чухров, 1950 г.; рис. 201). При этом молибденит вначале переходит в повеллит, далее в ферримолибдит, затем в молибденосодержащий лимонит и, наконец, в лимонит (К. Александров, 1960 г.). Степень окисления молибденита снижается от поверхности в глубь рудных жил (рис. 202).

Конечные продукты окисления молибденовой руды, представляющие рыхлые скопления на месте зерен молибденита, в ряде случаев легко вымываются. Поэтому нередко выходы молибденовых тел на поверхности, особенно кварцевые жилы, совершенно не содержат ни первичных, ни вторичных молибденовых минералов. В этом случае о наличии молибденита на глубине можно судить по своеобразным пустотам выщелачивания, имеющим форму розеток и повторяющим очертания скоплений зерен молибденита, на месте которых они образовались.

Главными типоморфными минералами молибдена в зоне окисления являются: молибдит (MoO_3), ферримолибдит ($\text{Fe}_2[\text{MoO}_4]_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), повеллит ($\text{Ca}[\text{MoO}_4]$).

Индикаторными текстурами лимонита по молибдениту являются лл-

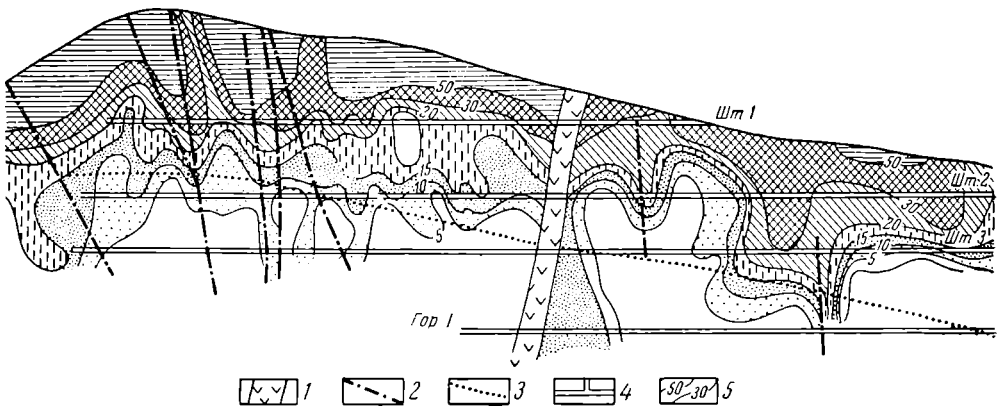


Рис. 202. Схематический продольный разрез зоны окисления молибденового рудного тела Давенды. По А. Дружинину

1 — дайки кварцевого микрогаббро; 2 — тектонические нарушения; 3 — граница «вечной» мерзлоты; 4 — горные выработки; 5 — изолинии степени окисления молибденита (%)

стоватая ящичная, отражающая пластинчатую форму и совершенную пинакоидальную спайность молибденита, и зернистая (обычно с участками листоватой текстуры), обладающая жирным блеском, обусловленным скорее всего молибденитом, частично сохранившимся от разложения.

У р а н. Первичные минералы урана, такие, как уранинит и настуран, являющиеся четырехвалентными окислами, неустойчивы в зоне окисления. Они переходят в устойчивые, но легко растворимые в грунтовых водах соединения, которые могут быть вынесены из окисленной части рудных тел. Направление окислительных процессов в месторождениях урана в существенной степени зависит от состава руд. С этой точки зрения выделяются руды сульфидные, особенно пиритовые, создающие кислую сернокислую среду разложения, и руды бессульфидные или малосульфидные, обуславливающие щелочную среду окисления. В первом случае возникают комплексные соединения типа $(\text{UO}_2)(\text{SO}_4)_2^{2-}$ или $(\text{UO}_2)(\text{SO}_4)_3^{4-}$, легко переходящие в раствор грунтовых вод и мигрирующие из верхней части месторождения.

Однако часть урана способна задержаться в зоне окисления, выпадая в присутствии фосфорной, мышьяковой и ванадиевой кислот с образованием двойных солей. При этом в сфере окисления урановых месторождений может возникнуть зональное распределение вторичных минералов, обусловленное постепенным увеличением содержания в грунтовых водах ионов SO_4 на глубину, по мере приближения к зоне цементации. В идеальном случае, согласно В. Мелкову, формируются следующие вторичные зоны (сверху вниз):

1) в поверхностном слое, когда из него вынесены все урановые соединения, может находиться гяалит (стеклянно-прозрачная разновидность опала с адсорбированным ураном);

2) ниже располагаются силикаты урана, такие, как уранофан $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2[\text{SiO}_4]_2 \cdot (\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, казолит $\text{PbUO}_2[\text{SiO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и др.;

3) еще ниже накапливаются желтые известковые слюдки типа отенита $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ или ураноспинита $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$;

4) далее книзу могут появиться ярко-зеленые медно-урановые слюдки вроде торбернита $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ и цейнерита $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$;

5) самая нижняя часть зоны окисления обогащается сульфатами, сульфато-карбонатами, карбонатами урана, такими, как циппеит $2\text{UO}_3\text{SO}_3 \cdot 4-6\text{H}_2\text{O}$, шрекингерит $\text{NaCa}_3\text{UO}_2[\text{CO}_3]_3[\text{SO}_4]\text{F} \times 10\text{H}_2\text{O}$, шарпит $\text{UO}_2[\text{CO}_3] \cdot \text{H}_2\text{O}$.

При окислении бессульфидных или малосульфидных урановых руд в щелочной среде образуются легко растворимые гидроокиси состава $\text{UO}_2(\text{OH})_2$, комплексные карбонаты состава $\text{Na}_2\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3$ или бикарбонаты предположительного состава $\text{Na}_4\text{UO}_2(\text{HCO}_3)_6$, а также комплексные щелочно-гуматные соединения. В этом случае в зоне окисления развиваются гидроокислы и силикаты урана, формирующие псевдоморфозы тонкокристаллического строения по настурану. Отчетливая зональность при этом не возникает, хотя отмечается, что с самого верха развиваются силикаты типа уранофана, ниже распространены гидроокислы шестивалентного урана (ургит, беккерелит, кюрит и др.), еще ниже гидронастуран.

Пример зонального соотношения первичных и вторичных руд урана на плато Колорадо (США) показан на рис. 203.

Таким образом, в хорошо проработанных зонах окисления урановых рудных тел как в кислой, так и в щелочной обстановке в поверхностном слое этот металл фиксируется в виде силикатов. В расположенных ниже частях зоны окисления сульфидных месторождений развиваются преимущественно разнообразные урановые слюдки, а в таких же частях зоны окисления бессульфидных месторождений возникают главным образом гидроокислы урана.

З о л о т о в с у л ь ф и д н ы х р у д а х. Степень подвижности золота в зоне окисления и формы его миграции в исключительной степени зависят от размеров его включений. М. Альбов (1953 г.), В. Крейтер и другие (1958) выделяют по размерам золота макроскопическое (более 100 мк),

микроскопическое (от 100 до 0,1 мк) и субмикроскопическое, неразличимое под поляризационным микроскопом и видимое лишь в ультрамикроскопе (размером от 0,1 мк до атомного радиуса, равного 0,000145 мк).

При этом форма миграции золота для разных групп его по крупности различна. М. Альбов считает, что макроскопическое золото в зоне окисления иногда механически несколько перемещается среди трещиноватых и пористых руд гравитационным путем, микроскопическое золото может мигрировать в виде суспензий, а субмикроскопическое, наиболее легко мигрирующее, в виде коллоидных или истинных растворов сульфатов и галоидов. В. Крейтер и другие (1918 г.) считают, что наиболее универсальным является сульфатный путь растворения и переноса золота.

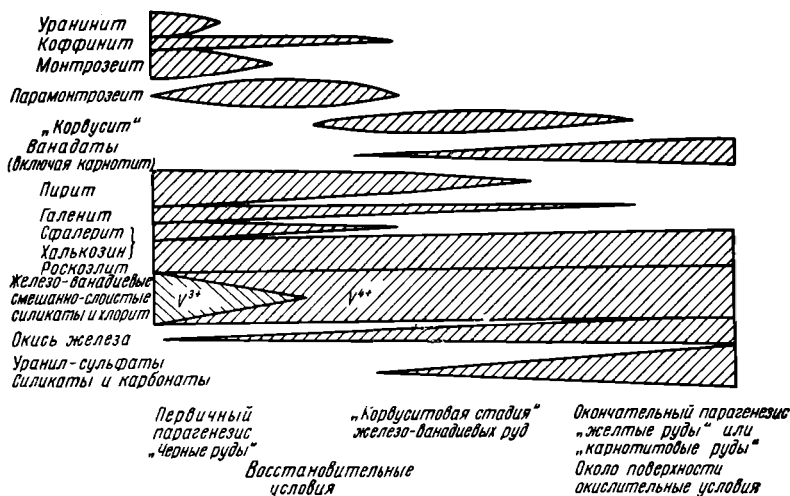


Рис. 203. Примерные соотношения между некоторыми рудными минералами в окисляющихся урановых рудах месторождений Колорадского плато. По Р. Гаррелсу

Распределение золота по крупности в разных типах месторождений различно — в золото-кварцевых жилах резко преобладает крупное, макроскопическое и микроскопическое золото, а в золото-колчеданных превалирует золото субмикроскопическое. Эта исключительно тонкая дисперсность золота в колчеданных рудах приводит к тому, что оно в условиях зоны окисления переходит в раствор и мигрирует из железной шляпы в некоторых случаях практически нацело. При миграции на глубину в пределах измененной части рудных тел золото может переотлагаться в зоне вторичного сульфидного обогащения, образуя участки высокой концентрации этого металла.

Бор в эндогенных месторождениях. Этот элемент почти полностью выносится из хорошо проработанных зон окисления. При этом датолит и ашарит замещаются бурым кальцитом, а людвигит — гидроксидом железа.

Группа 4. Месторождения, в зоне окисления которых накапливаются металлы, не свойственные первичным рудам этих месторождений

Как уже указывалось выше, в зоне окисления свинцовых месторождений иногда накапливаются молибден и ванадий соответственно в форме вульфенита ($Pb[MoO_4]$) и ванадинита ($Pb_2Cl[VO_4]_2$). Содержание этих металлов в участках концентрации указанных минералов нередко измеряется десятными долями и даже целыми процентами, т. е. представляет несомненный практический интерес. Содержание этих же металлов в первичной руде обычно не превышает сотых, тысячных и десятитысячных долей

процента, т. е. в общем случае мало отличается от рассеянного содержания их в горных породах. Такая концентрация вульфенита и ванадинита в зоне окисления свинцовых месторождений скорее всего обусловлена длительной циркуляцией грунтовых вод, омывающих верхнюю часть рудных тел и содержащих в своем составе молибден и ванадий, полученные инфильтрацией их из боковых пород.

При прохождении таких вод через зону окисления свинцовых месторождений эти металлы связываются в форме вульфенита и ванадинита, накапливаясь в количествах, совершенно несвойственных глубинным первичным рудам.

ЗОНА ВТОРИЧНОГО ОБОГАЩЕНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Зона вторичного обогащения формируется при переотложении части металла, выщелоченного из зоны окисления ниже циркуляции грунтовых вод, для одних металлов в верхней части первичной зоны, а для других — в самых низах зоны окисления. Здесь происходит отложение вторичных минералов, как бы цементирующих другие рудообразующие минералы, в связи с чем эту зону иногда называют зоной цементации.

Вторичное отложение металлов на глубине происходит из-за изменения химической характеристики растворов (уменьшение растворенных в ней кислорода и углекислоты, снижение кислотности), а также в связи с обменными реакциями между неизменными рудообразующими минералами первичных руд и соединениями, находящимися в растворе грунтовых вод.

Зона вторичного обогащения образуется не всегда. Для ее создания требуется ряд условий, среди которых основными являются следующие.

1. Необходимо, чтобы в зоне окисления получались легкорастворимые в грунтовых водах химические соединения, способствующие их выносу вниз. Этим условиям отвечают рудообразующие минералы лишь выделенной выше третьей группы месторождений, отличающиеся, с одной стороны, неустойчивостью в зоне окисления, а с другой — образующие при разложении легкорастворимые соединения. К этой группе относятся цинк, медь, никель, кобальт, молибден, уран, серебро и золото (в сульфидных рудах).

2. Необходимо, чтобы в зоне окисления на путях миграции вод с растворенными в них соединениями перечисленных выше металлов не встречались осадители, фиксирующие их выше зоны цементации. Связывание легкорастворимых соединений никеля и кобальта, образующихся при окислении их сульфоарсенидов, в форме труднорастворимых арсенатов обычно исключает сколько-нибудь заметное обогащение этими металлами зоны цементации. Лишь иногда, как это имело место в вюрмское время в Норильске, где нет мышьяка, часть никеля переотложилась в зоне цементации в виде виоларита по пентландиту (Н. Зонтов, 1959 г.). Обычное осаждение из раствора легкорастворимого сульфата цинка карбонатными породами и перевод его в этих условиях в труднорастворимый смитсонит также предотвращает обогащение цинком зоны цементации. Вообще развитие активных минералов-осадителей в руде или в боковых породах задерживает или совсем исключает образование зоны вторичного обогащения.

3. Необходимо, чтобы легкорастворимые соединения металлов при переходе из окислительной и кислотной среды верхней зоны в менее кислую и даже щелочную среду в глубине, в частности ниже уровня грунтовых вод, выпадали в осадок. Этим свойством не обладает раствор сульфата цинка, который не гидролизует, не окисляется и не восстанавливается, а потому рассеивается в окружении инертных пород или фиксируется в зоне окисления среди карбонатных пород. Этим же свойством,

вероятно, не обладают и окисные производные молибдена, не создающие зон вторичного обогащения.

Таким образом, вторичное обогащение в зоне цементации имеет место на месторождениях меди, урана, серебра и золота (в сульфидных рудах), а иногда и никеля.

4. Для образования хорошо выраженной зоны вторичного обогащения в месторождениях этих металлов необходимы: а) длительное окисление верхних частей рудных тел с плавным прогрессивным развитием зоны окисления за счет все новых и новых частей первичных руд; такой про-



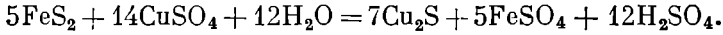
Рис. 204. Месторождение Блява на Урале. Зона вторичного обогащения. Замещение пирита (белое) халькозином (серое). В верхней части крупнозернистый халькозин выполняет трещину, в нижней части он представляет собой мелкозернистый агрегат, образовавшийся на месте пирита и заключающий остатки его. Увел. 46.

По Т. Шадмун

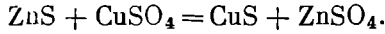
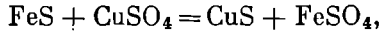
цесс особенно хорошо протекает при постепенном понижении уровня эрозии с одновременным опусканием зеркала грунтовых вод; б) свободная циркуляция грунтовых вод вниз по направлению погружения рудных тел; отсутствие значительной боковой миграции вод и выноса металлов за пределы месторождения.

М е д ь. Для медных месторождений всех типов весьма характерно наличие зоны вторичного обогащения. Медь в виде растворенного в грунтовой воде сульфата проникает в верхнюю часть первичных руд и здесь реагирует с различными сульфидами. Благодаря исключительно высокому положению в ряду Шюрмана она имеет возможность вытеснять из них почти любые металлы, образуя на их месте вторичные медные сульфиды (рис. 204) и создавая зону вторичного сульфидного медного обо-

гащения (халькозиновую зону). На примере замещения пирита эта реакция выглядит следующим образом:



Перевод в раствор части железа в форме его сульфата может способствовать, помимо образования халькозина, также отложению двойных сульфидов, таких, как, например, борнит. Еще проще эта реакция выглядит при взаимодействии раствора сульфата меди с пирротином и сфалеритом:



В этом случае в зоне обогащения образуется ковеллин.

Промышленная ценность многих месторождений вкрапленных медных руд в значительной степени зависит от размеров вторичных сульфидов и уровня концентрации в ней металла. Размеры зоны вторичного сульфидного обогащения колеблются в широких пределах. Известны месторождения с вертикальным протяжением халькозиновой зоны всего лишь в 1—3 м (Южные Аппалачи в США, некоторые месторождения Закавказья). Чаще всего эта зона имеет диапазон в несколько десятков метров (месторождение прожилково-вкрапленных руд Коунрад, Алмалык в СССР и подобные месторождения Америки, колчеданные залежи Урала, рис. 205). Иногда халькозиновая зона достигает значительных размеров, протягиваясь на 250 м (рудник Ольд Доминион, США) и даже 400—450 м (Бисби, Юта Коппер, США).

Обычно содержание меди в зоне вторичного сульфидного обогащения превышает содержание

этого металла в первичной руде в два-три раза и даже более, а по сравнению с содержанием меди на выходе в зоне окисления оно всегда бывает выше в несколько раз. Вот почему никакая оценка месторождений медных, особенно вкрапленных руд, не может быть выполнена без разведки зоны вторичного сульфидного обогащения.

У р а н. В кислых водах зоны окисления уран переходит в легко-растворимое сульфатное соединение шестивалентного урана типа $\text{UO}_2(\text{SO}_4)$ и может мигрировать книзу. В зоне цементации такие соединения под влиянием сероводорода и сульфидов могут восстанавливаться до четырехвалентных соединений типа $\text{U}(\text{SO}_4)_2$, которое гидролизуеться до $\text{U}(\text{OH})_4$ и выпадает в осадок. Выпавшая из раствора гидроокись урана легко дегидратируется и переходит в окись урана — регенерированную урановую чернь переменного состава $k\text{UO}_2 \cdot n\text{UO}_3 \cdot m\text{PbO}$, обогащая зону цементации.

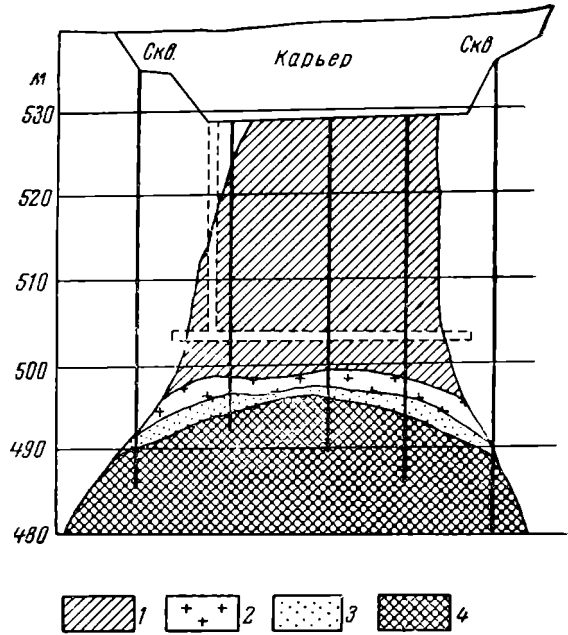


Рис. 205. Поперечный разрез зоны окисления одного из колчеданных месторождений Урала. По П. Каллистову

1 — бурые железняки; 2 — баритовая сыпучка; 3 — пиритовая сыпучка; 4 — плотные колчеданы

ции урановых рудных тел. В зонах окисления урановых месторождений, помимо регенерированной урановой черни, существует остаточная урановая чернь, представляющая собой продукт неполного разложения первичных урановых минералов, нередко сохраняющая их форму. В отличие от нее регенерированная чернь как бы пропитывает руду и боковые породы, размазываясь по ним в виде пленок и налетов.

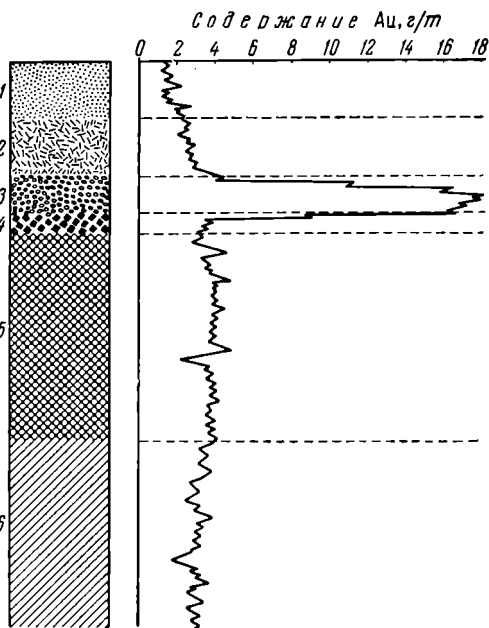
Равновесие между ураном и радием, существующее в первичных рудах, в зоне окисления и цементации может быть нарушено при вторичных процессах.

При этом в верхней части зоны окисления радий иногда выщелачивается легче урана, и в этих случаях происходит смещение равновесия в сторону урана. В нижней части зоны окисления в связи с наличием вод повышенной кислотности происходит значительно более полный вынос урановых соединений, накопление радия и смещение равновесия в сторону радия. В зоне цементации в обстановке бикарбонатных грунтовых вод имеет место селективное выщелачивание радия и равновесие вновь смещается в сторону урана.

Серебро. Сульфат серебра хотя и слабо, но все же растворяется в кислых водах; растворимость его повышается в присутствии сульфата окиси железа. Если серебро не фиксируется в зоне окисления в форме хлоридов или в самородном состоянии, то оно переносится вниз обычно в несколько стадий, повторно переходя в раствор и вновь осаждаясь, пока не достигнет среды, в которой оно является более устойчивым. Главная масса вторичного серебра при этом фиксируется в самых низах зоны окисления. Достигая первичных руд, оно может их обогатить, отложившись в форме самородного серебра, аргентита или других более сложных соединений. Протяжение таких зон, обогащенных вторичным серебром, в месторождениях Мексики, например, достигало глубины 300—500 м (месторождения Пахука, Гуанахуато, Цакатекас).

Рис. 206. Кривая содержания золота в верхней части колчеданных месторождений

1 — «железная шляпа»; 2 — опало-розовая порода; 3 — кремнисто-гипсовая сыпучка; 4 — сульфидная сыпучка; 5 — сульфатно-сульфидное обогащение; 6 — первичная руда



З о л о т о. При окислении золотосодержащих сульфидных, особенно колчеданных руд, золото, как указывалось выше, переходит в коллоидный или истинный раствор и выносится из верхних частей железной шляпы. При миграции на глубину золото может переотложиться в самых низах зоны окисления, а также в верхней части зоны вторичного обогащения с образованием участков высокой концентрации этого металла. Таким образом, при сравнительно обычно незначительном содержании золота в первичной сульфидной руде и нередко при полном отсутствии его в железной шляпе оно может накопиться в промышленных размерах в нижней части измененных сульфидных золотосодержащих руд в пределах так называемой «золотой плитки», где концентрация его нередко в 20—50 раз превышает содержание в первичной руде (рис. 206).

Значительно сложнее обстоит дело с проблемой вторичного обогащения золотом золото-кварцевых рудных тел. Наблюдающееся в ряде таких месторождений повышенное содержание золота в верхних частях жил и заметное снижение этого содержания на глубину обычно не связано с супергенными процессами, а обусловлено первичными причинами рудоотложения.

Ж е л е з о. Своеобразные условия вторичного обогащения железных руд сложились на некоторых месторождениях Кривого Рога. Здесь по пластам железистых кварцитов, собранных в синклинальные складки, циркулирует грунтовая вода по принципу напорного артезианского бассейна. Вначале при сравнительно низком значении рН под воздействием кислой воды происходят по преимуществу процессы окисления и растворения рудных и карбонатных составляющих. Постепенно при продвижении книзу сокращается количество свободного кислорода и углекислоты, в растворе нарастает количество карбонатов (бикарбонатов), вода становится щелочной. Она начинает растворять и выносить кремнезем с накоплением в остатке богатой гематитовой руды, иногда в смеси с выпадающим из раствора сидеритом. Эти процессы, вероятно, древнего докембрийского выветривания проникали по отдельным пластам железистых кварцитов до глубины свыше 1000 м, создавая залежи богатых гематитовых руд в специфической зоне вторичного обогащения.

ПРИПОВЕРХНОСТНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДРУГИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

По степени устойчивости в зоне выветривания другие месторождения полезных ископаемых могут быть разделены на три группы: 1) неизменяющиеся, 2) слабоизменяющиеся, 3) изменяющиеся.

К первой группе месторождений, неизменяющихся при выветривании, относятся месторождения горного хрусталя, драгоценных камней, алмазов, гранатов, корунда, алунита, диатомита, трепела, песков, гравия, песчаников, кварцитов и др.

Примером второй группы — слабоизменяющихся при выветривании — могут служить месторождения пегматитов, карбонатитов, различных карбонатных и силикатных пород, в том числе каменных строительных материалов и глин.

Пегматиты в зоне окисления подвергаются изменению. Разложение захватывает почти все пегматитообразующие минералы, кроме кварца и некоторых слюд. При этом в зоне выветривания образуется свыше 90 различных минералов. Зона окисления пегматитов, согласно исследованиям А. Гинабурга (1955 г.), характеризуется следующими особенностями:

1) новообразования в зоне окисления развиваются в основном за счет изменения фосфатов железа и марганца и в меньшей степени за счет разложения силикатов или редких сульфидов;

2) вторичные минералы тесно облекают первичные без «размазывания»;

3) наиболее широко мигрируют окисные производные марганца, пропитывая верхнюю часть пегматитов;

4) формируются специфические супергенные минералы, такие, как сиклерит, гетерозит, арроядит, гюролит, рокбридженит и др.

Карбонатиты в коре выветривания разделяются на две зоны. Верхняя состоит из глинистых охр, а нижняя — из дезинтегрированной карбонатной сыпучки. При этом происходит некоторое обогащение ценными минералами за счет выщелачивания карбонатной массы. Например, на одном из месторождений Сибири содержание пятиокиси ниобия увеличилось в два раза, а пятиокиси фосфора — в три раза. Колумбит в зоне окисления преобладает над менее устойчивым пирохлором.

Карбонатные породы (известняки, доломиты) в зоне выветривания нередко обогащаются глиноземом и иногда претерпевают окремнение. Кроме того, в связи с циркуляцией грунтовых вод в них развивается карст, способный испортить верхние части карбонатных залежей.

Каменные строительные материалы в зоне выветривания имеют значительно меньшую крепость по сравнению со свежими породами и поэтому могут оказаться непригодными для строительства. Это происходит как из-за химических изменений пороодообразующих минералов (частичное разложение некоторых силикатов), так и по причине ослабления связей между ними из-за колебания температуры, воздействия просачивающихся вод и их раскалывающих усилий, возникающих при промерзании в зимний период.

Глины в зоне выветривания практически не изменяются, но их поверхностный слой на самом выходе иногда механически загрязнен песком.

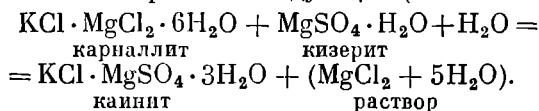
К т р е т ь е й г р у п п е месторождений, изменяющихся в зоне выветривания, относятся месторождения серы, солей, гипса и ангидрита, а также углей.

Сера неустойчива на поверхности и окисляется с образованием квасцов типа алунитов, ярозита и гипса, создающих специфическую «серную шляпу». Все эти минералы в свою очередь неустойчивы в зоне окисления и фиксируют промежуточную стадию разложения залежей серы на выходах. При длительном выветривании они в значительной степени могут оказаться разложенными и тогда выходы серных месторождений могут отмечаться по результатам воздействия серной кислоты, образующейся при окислении серы, на вмещающие породы. Серноокислотные растворы, возникающие в зоне окисления серных месторождений, разрушают прилегающие породы, создавая своеобразные измененные пористые, иногда рыхлые, мучнистые обеленные разновидности их, нередко содержащие корочки и стяжения гипса и алунита. В Сицилии такие измененные породы, называемые «*briscate*», служат поисковым признаком серных месторождений.

Соли. Верхняя часть соляных месторождений под воздействием грунтовых вод претерпевает радикальное изменение. Волнистая или почти плоская, горизонтальная или слабонаклонная граница между измененной и неизменной частью залежи называется **с о л я н ы м з е р к а л о м**.

Если изменение верхней части соляной залежи происходит под влиянием циркулирующих вод, то значительная часть солей выщелачивается и на их месте создается **с о л я н о й к а р с т**. Застойные воды в этих условиях переходят в рассол, находящийся в равновесии с залежью. Под влиянием подземных вод в верхней части соляных тел происходит химическая и минералогическая перегруппировка вещества с образованием **с о л я н ы х ш л я п** различного состава. При этом соли подвергаются растворению в порядке, обратном их осаждению. При поверхностном метаморфизме соляных толщ, содержащих мощные пласты ангидрита, создаются **г и п с о в ы е ш л я п ы**, представляющие собой покрывку из гипса в смеси с глиной, песком, карбонатами, которые накапливаются при растворении солей. Подобного же рода покрывки известняково-ангидритогипсового состава американские геологи называют «**к э п р о к**» (горная шапка).

Могут образоваться также шляпы сильвинового, каинитового, шённитового и сложного, комплексного состава, например, содержащие бораты или серу (рис. 207). Химизм создания таких шляп на примере формирования каинитовых покрывок следующий (по А. А. Иванову):



Первичные соединения бора, рассеянные в массе солей, могут выборочно выщелачиваться с образованием концентрированных борных раство-

ров, из которых в соляной шляпе высаживаются вторичные бораты состава ашарит $Mg[BO_2](OH)$, гидроборацит $CaMgB_6O_{11} \cdot 6H_2O$, улексит $NaCaB_5O_9 \cdot 8H_2O$ и другие, создающие вторичные залежи богатых месторождений бора.

Мощность соляных шляп колеблется от нескольких метров до 150 и даже 300 м.

Гипс и ангидрит. Сравнительно легкая растворимость гипса в природных условиях приводит к растворению его кристаллов, рассеянных в толщах гипсоносных пород, поверхностными и подземными водами, переносу и последующему переотложению с образованием вторичных землистых гипсоносных масс. Такие залежи вторичного гипса возникают на поверхности земли или на небольшой глубине в виде скоплений неправильной формы (рис. 208). Они состоят из смеси песчано-глинистого или известково-глинистого материала со слабосцементированными скоплениями кристаллов гипса разнообразной величины. Эти скопления вторичных гипсов, называемые иногда «гипсит», или «гажа» (Кавказ, Средняя Азия), в некоторых местах подвергаются кустарной разработке.

Угли. Все разновидности углей, до антрацитов включительно, претерпевают в зоне выветривания существенные изменения. Еще исследованиями

Б. Мефферта (1910 г.) пластов угля в восточной части Донецкого бассейна установлено, что в зоне окисления происходят следующие изменения на выходе пласта по направлению из глубины к неизменной его части:

- 1) влажность возрастает от десятых долей до 15—20%, т. е. в 20 раз;
- 2) содержание летучих увеличивается с 5 до 20—25%, т. е. в 4—5 раз;
- 3) соответственно содержание кокса снижается с 90 до 20%;
- 4) зольность возрастает с 3,5 до 42%, т. е. в 12 раз;
- 5) к поверхности уголь

постепенно теряет углерод и водород, а количество кислорода в нем возрастает; 6) резко падает сернистость угля в связи с разложением пирита. Одновременно с этим удельный вес угля возрастает от 1,53 до 2,07, а теплотворная способность падает с 8,2 до 1,5 тыс. кал., т. е. в 5,5 раза (табл. 39).

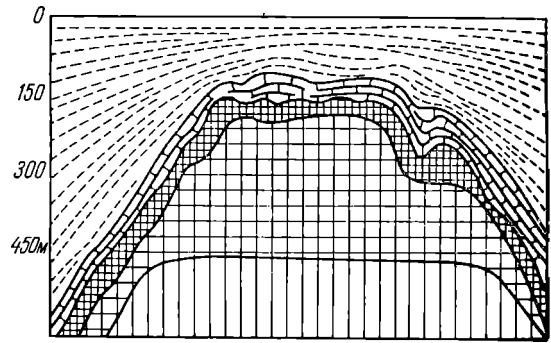


Рис. 207. «Гипсовая шляпа» соляного купола Кальказье Пэрис, Луизиана. По Келлею

1 — глины, пески, пльвуны; 2 — известковые породы; 3 — сера; 4 — ангидрит; 5 — каменная соль

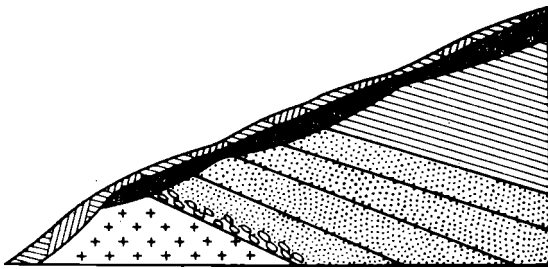


Рис. 208. Соотношение залежи вторичного землистого гипса с первичными гипсоносными породами.

По Р. Стону

1 — почвенный слой; 2 — отложения землистого гипса мощностью от 0,6 до 3,0 м; 3 — глинистые сланцы с прослоями гипса; 4 — гипсоносные песчаники; 5 — конгломераты; 6 — граниты

Изменение углей в зоне выветривания в % (по Б. Мефферту)

Глубина, м	Влажность	Легуче	Легуче в орган. массе	Кокс	Зола	Углерод	Водород	Кислород	Азот	Сера	$\frac{N}{O+H}$
2	16,09	21,43	51,29	20,35	42,13	59,54	0,31	39,10	1,05	—	27,20
25	11,68	26,60	34,97	49,45	12,27	68,63	2,54	27,62	1,02	0,19	11,04
50	2,15	17,11	19,40	71,08	9,66	85,96	2,95	9,82	0,23	1,04	3,29
75	0,31	5,92	6,15	90,26	3,51	92,75	3,44	1,51	0,62	1,68	0,58

В процессе выветривания углей современными исследователями выделяются три стадии: 1) нарастание активных кислых групп без разрыва связей между структурными звеньями макромолекул; 2) появление и накопление гуминовых кислот; 3) распад гуминовых кислот на углекислоту, окись, воду и воднорастворимые вещества.

В связи со всеми этими изменениями уголь вблизи земной поверхности превращается в сажу, выполняющую у г о л ь н ы й х в о с т пласта.

МЕХАНИЧЕСКОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ТЕЛ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ У ВЫХОДОВ

Помимо химических изменений, тела полезных ископаемых в ряде случаев претерпевают механические изменения, обычно тесно связанные с химическими. К таким механическим изменениям относятся: изменение элементов залегания полезных ископаемых, уменьшение или увеличение их мощности.

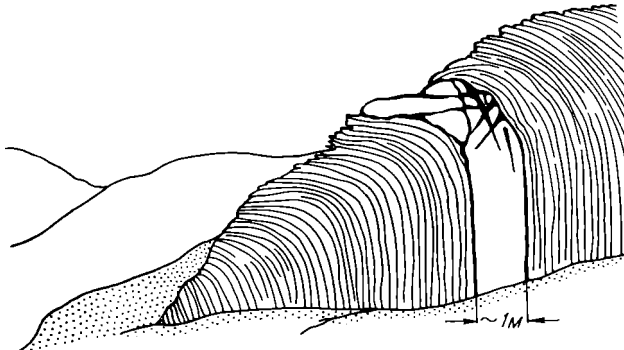


Рис. 209. Изгиб слоев сланцев и залегающей в них кварцеворудной жилы вниз по склону

Изменение элементов залегания тел полезных ископаемых может иметь место на склонах долин, особенно в горных условиях, при которых пласты пород, жилы и прочие линейно вытянутые тела близ их выхода на поверхности изгибаются вниз по склону (рис. 209). Известны случаи изменения углов падения рудных жил и пластов углей в условиях сглаженного рельефа. В этом случае они обычно связаны с процессами пучения грунтов в мерзлотных зонах или с процессами местного размыва пород грунтовыми водами и просадок этих пород. На рис. 210

показан такой случай пересечения вертикальной горной выработкой двух рудных жил, падающих в противоположные стороны, оказавшихся одной жилой, деформированной у поверхности.

Уменьшение мощности тел полезных ископаемых близ выхода их на поверхность — явление довольно частое для месторождений, сложенных легкоразложимым в зоне окисления и выщелачиваемым материалом. В этих условиях происходит сокращение объема приповерхностной части залежей, опускание пород всяческого бока и сокращение тел полезных ископаемых по их мощности. Известен случай, когда жила мощностью до 2 м, сложенная преимущественно пирротином, залегающая в гнейсах и падающая под углом 30°, была у выхода превращена в тонкий лимонитизированный шов, еле заметный во вмещающих породах. В другом случае пологопадающая жилообразная залежь сульфидных полиметаллических руд мощностью 1—1,5 м, в составе которых преобладал пирит, залегающая в известняках, была также превращена в тонкий проводник, лишь на глубине 10 м сменившийся англезит-церуситовой рудной залежью мощностью 0,5 м (рис. 211). Мощность угольных пластов при энергичном выветривании сокращается близ выхода на поверхность земли в 8—10 раз.

Увеличение мощности тел полезных ископаемых близ поверхности может произойти по двум причинам: во-первых, за счет «раз-

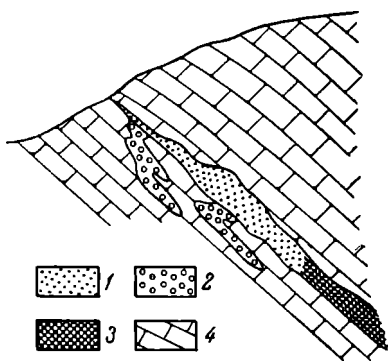


Рис. 211. Уменьшение мощности окисленной части полиметаллического рудного тела у выхода

1 — англезито-церуситовая руда; 2 — смитсонитовая руда; 3 — сульфидная полиметаллическая руда; 4 — известняк

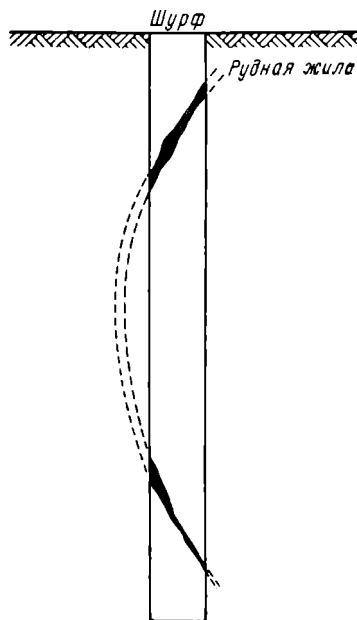


Рис. 210. Изменение угла падения рудной жилы у поверхности

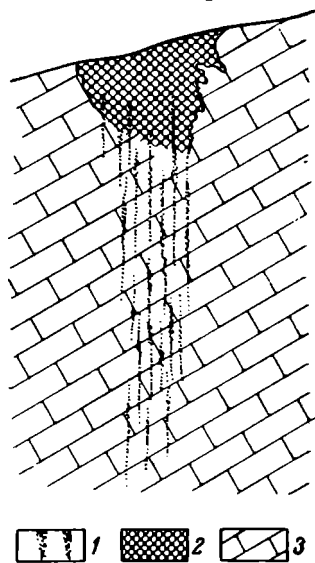


Рис. 212. Увеличение мощности окисленной части рудной залежи у выхода

1 — прожилки первичной сульфидной руды; 2 — окисленная руда; 3 — вмещающие карбонатные породы

мазывания» продуктов окисления первичного материала среди вмещающих пород и, во-вторых, за счет увеличения объема руды при ее окислении. Первый случай особенно характерен для вмещающих пород карбонатного

состава, способствующих их метасоматическому замещению окисными производными близ приповерхностной части рудных тел. В этих условиях отдельные тонкие рудные жилы, сближенные в пределах рудной зоны, могут слиться и образовать у выхода крупное рудное тело, мощность которого не соответствует мощности рудных тел на глубине (рис. 212).

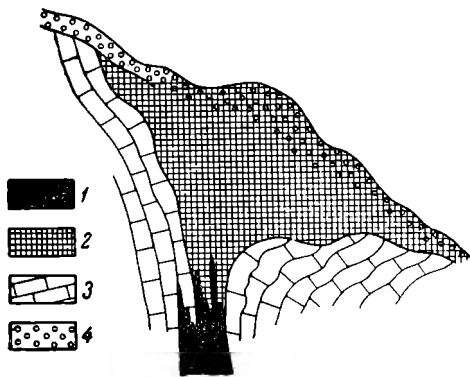


Рис. 213. Увеличение размеров окисленной части мышьякового рудного тела на выходе. Масштаб 1 : 10

1 — арсенопиритовая руда; 2 — скородитовая руда; 3 — известняк; 4 — делювий

Второй случай свойствен таким месторождениям, как богатые мышьяковые, в которых арсенопирит замещается скородитом. При этом превращении объем руды увеличивается в 2,5 раза, рудные тела расширяются, а избыток материала нередко выжимается из рудной полости и расползается по склону, создавая гипертрофированное представление о размерах рудной залежи (рис. 213).

В связи с процессами выветривания происходит формирование деталей рельефа участков месторождений полезных ископаемых. При этом создаются как положительные, так и отрицательные формы микрорельефа.

В связи с процессами выветривания происходит формирование

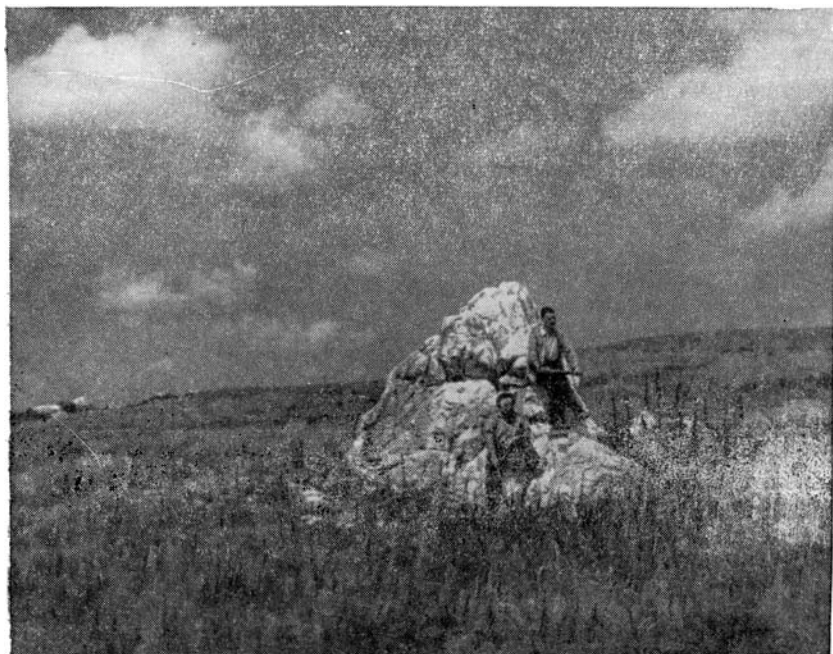


Рис. 214. Выход кварцевой жилы на поверхность земли. Фото В. Смирнова

Положительные элементы создаются при выветривании устойчивых рудных тел, залегающих среди менее устойчивых пород. Наиболее типично в этом отношении проявление в рельефе устойчивых при выветривании кварцевых жил, нередко образующих отчетливо вытянутые

гребни, возвышающиеся над местностью на 0,5—1 и даже 2—3 м (рис. 214). Подобным же образом иногда проявляют себя жилы и штоки пегматитов. Прекрасным примером проявления рудных месторождений в положительных формах рельефа служат меденосные сопки вторичных кварцитов, возвышающихся иногда на десятки метров над безбрежными степями и пустынями Казахстана.

Отрицательные формы рельефа создаются, наоборот, над неустойчивыми для процессов выветривания телами полезных ископаемых, залегающими среди более устойчивых пород. Это явление характерно, например, для минерализованных зон, приуроченных к серицитизированным, хлоритизированным, каолинизированным и прочим податливым эрозии гидротермально измененным породам.

Понижения в рельефе, иногда значительные, возникают над залежами солей. Эрозионные ложбины отмечаются также над телами силикатных никелевых руд, вытянутых вдоль контакта известняков и змеевиков, вдоль пластов угля и дру-

гих легкоразлагающихся полезных ископаемых. Эффектные отрицательные формы микрорельефа возникают при выветривании сульфидных руд. Энергичное окисление сульфидных залежей, значительный вынос из них легкорастворимых соединений приводит к сокращению объема окисленной части рудного тела и просадке его, а также перекрывающих пород, если они имеются, с образованием отчетливых ложбин и провалов (рис. 215). При большой глубине зоны окисления и интенсивном изменении сульфидных рудных тел просадки кровли, отмечающиеся на местности в виде ложбин и провалов, могут быть связаны с рудными телами, расположенными на глубине в несколько десятков метров, а для крупных тел даже до 200 м.

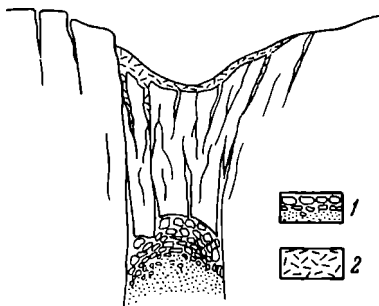


Рис. 215. Схема образования просадки над окисленной частью сульфидного рудного тела (разрез)

1 — окисленная часть рудного тела;
2 — наносы

ЛИТЕРАТУРА

А л ь б о в М. Н. Вторичная зональность золоторудных месторождений. Госгеолтехиздат, 1960.

Г а р р е л с Р. Минеральные равновесия. Пер. с англ. Изд-во иностр. лит., 1962.

Г и н з б у р г И. И., О л ь ш а н с к и й Я. И., Б е л я ц к и й В. В. Экспериментальные исследования по окислению сульфидов. Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. ИГЕМ, вып. 59).

Е в с е е в а Л. С. и П е р е л ь м а н А. И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. Госатомиздат, 1962.

К у л и к о в а М. Ф. Поведение рассеянных элементов в зоне окисления полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья. «Геохимия», 1962, № 2.

К р е й т е р В. М. [и др.]. Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений. Госгеолтехиздат, 1958.

Л я л и к о в а Н. Н. Роль бактерий в окислении сульфидных руд. Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. Ин-та микробиологии АН СССР, вып. 9).

«Окисление и выветривание ископаемых углей». Тр. Ин-та горючих ископаемых, т. 14, 1960.

С л и р н о в С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд-во АН СССР, 1951.

Ш а х о в Ф. Н. Морфологические черты зон окисления. В сб.: «Вопросы геологии рудных месторождений Западной Сибири», вып. 4, Новосибирск, 1960.

Щ е р б и н а В. В. Геохимическая эволюция зоны окисления сульфидных месторождений. Госгеолтехиздат, 1960. (Международ. геол. конгресс, XXI сессия. «Докл. сов. геологов», проблема 1.)

Щ е р б и н а В. В. Поведение некоторых редких и рассеянных элементов в зоне гипергенеза. «Сов. геология», 1962, № 6.

Я х о н т о в а Л. К. Экспериментальное изучение окисления арсенидов кобальта и никеля в растворах, содержащих кислород и углекислоту. «Геохимия», 1958, № 1.

S a t o M. Oxidation of sulfide ore bodies. Economic Geology, No. 5 and 6, 1960.

Кто хорошо поймет полный цикл преобразования россыпей во всех его подробностях, тот всегда сможет ориентироваться и разобраться в бесконечно разнообразных их особенностях.

Ю. Билибин, 1938

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Месторождения россыпей формируются вследствие концентрации ценных минералов среди обломочных отложений, возникающих в процессе разрушения и перетолжения вещества горных пород и месторождений полезных ископаемых. Их образование связано с физическим и химическим выветриванием как горных пород, так и полезных ископаемых.

На месте разрушения коренных источников возникают элювиальные россыпи. При смещении выветрелого и дезинтегрированного материала по склону формируются делювиальные россыпи. Его накопление у подножия склонов может привести к образованию пролювиальных россыпей. Будучи захвачен реками, обломочный и гранулированный материал выветривания служит основой для создания речных, или аллювиальных, россыпей. Вдоль берегов озер, морей и океанов размещаются прибрежные, или латеральные, россыпи. Кроме того, вследствие ледниковой деятельности могут образоваться ледниковые, или гляциальные, россыпи, а в результате деятельности ветра — эоловые россыпи.

Таким образом, в группе россыпных месторождений выделяются следующие классы: 1) элювиальный; 2) делювиальный; 3) пролювиальный; 4) аллювиальный, разделяющийся на подклассы — косовой, русловой, долинный, дельтовый и террасовый; 5) латеральный, разделяющийся на прибрежно-озерный, прибрежно-морской и прибрежно-океанический; 6) гляциальный, разделяющийся на моренный и флювиогляциальный подклассы; 7) эоловый, или дюнный.

По времени образования россыпи могут быть как юночетвертичными, или современными, так и древними, или ископаемыми.

По условиям залегания они могут быть открытыми или погребенными под толщей осадков, сформировавшихся после образования пород, вмещающих россыпь.

По форме залежей среди россыпных месторождений выделяются: плащеобразные, пластовые, линзовидные, лентообразные, шнурковые и гнездовые разновидности. Размеры россыпных месторождений находятся в широких границах. Небольшие косовые или русловые россыпи верховьев рек гнездовой и линзовидной формы часто едва достигают десятка метров по их длинной оси. С другой стороны, протяженные россыпи золота в хорошо разработанных долинах прослеживаются на 10 км и более. Еще большие размеры имеют прибрежные морские и океанические россыпи. Например, россыпи Бразилии вытянуты вдоль берега Атлантического океана на 200—300 км, при длине отдельных шнурковых залежей до 1000 м и ширине от 6 до 22 м; россыпи Австралии прослеживаются на 600 км.

В россыпях могут концентрироваться не все, а только некоторые минералы, обладающие тремя признаками: 1) высоким удельным весом, 2) химической устойчивостью в зоне окисления, 3) достаточной физиче-

ской устойчивостью. В соответствии с этим в перечень ценных минералов россыпей попадают следующие (в скобках указан удельный вес): золото (19,3—15,6), платина (19—14), киноварь (8,2—8), колумбит (5,15—8,20), вольфрамит (7,7—7,2), касситерит (7,1—6,8), шеелит (6,1—5,9), монацит (5,3—4,9), магнетит (5,2), ильменит (5—4), циркон (4,7), корунд (4,1—3,9), рутил (4,2—4,3), гранат (4,3—3,6), топаз (3,5—3,6), алмаз (3,5). По составу входящих в них ценных минералов россыпи бывают од н о б р а з н ы е, с одним ценным минералом, и к о м п л е к с н ы е, с несколькими ценными минералами в их составе.

Россыпные месторождения имеют крупное значение для добычи ряда важных полезных ископаемых. Из россыпей получается около половины мировой добычи алмазов, титана, вольфрама и олова; существенное количество золота и платины в прошлые годы также было получено из россыпей, хотя к настоящему времени их значение для добычи этих металлов заметно снизилось и составляет 10—20 % от мирового уровня. Кроме того, из россыпей добывали монацит, магнетит, гранат, горный хрусталь, барит, корунд, киноварь.

Россыпи золота впервые в нашей стране были обнаружены штейгером Л. Брусницыным в 1814 г. на Урале. Наиболее содержательные работы по геологии этих россыпей, относящиеся к первой половине 19 в., принадлежат перу Д. Соколова.

Из современных наиболее значительны исследования россыпей, выполненные Ю. Билибиным, А. Кухаренко, И. Рожковым, В. Трофимовым, Н. Шилов и др.

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ РОССЫПЕЙ

Механизм формирования россыпей сводится к сортировке обломочного материала по крупности, удельному весу и форме частиц, к истиранию и окатыванию обломков и его дифференциации по степени механической прочности и химической устойчивости в процессе транспортировки по поверхности земли.

Все россыпные месторождения образуются под влиянием силы тяжести в связи с деятельностью поверхностных вод, обусловленной, в конечном счете, также силой тяжести.

О механизме образования россыпей элювия и делювия. Среди элювиальных образований выделяются россыпи необогащенные и обогащенные. Первые представляют собой развалы вещества полезного ископаемого среди обломочного покрова коренных пород. Вторые образуются вследствие частичного выноса «пустых» пород дождевыми водами как благодаря их растворению, так и при их механическом вымывании.

В формировании делювиальных россыпей существенную роль играет сортировка обломочного материала в процессе сползания его по склону. Оно развивается неравномерно в разных частях склона. Обычно намечается верхняя зона интенсивного выветривания и дезинтеграции горных пород, питающая россыпь обломочным материалом. Ниже по склону располагается зона преимущественного сноса этого материала. Еще ниже выделяется зона замедленного смещения обломочной массы и ее накопления.

Смещение обломочной массы по склону происходит под влиянием силы тяжести и зависит от угла склона, мощности осыпи, размеров обломков, их удельного веса, коэффициента трения, а также таких факторов, как колебания температуры в течение года и суток, определяющих промерзание и оттаивание склона, температурное сжатие и расширение обломков, воздействие смещений снеговых и ледовых масс и явления солифлюкции.

Движение обломочной массы по склону происходит дифференцированно как во времени, так и в пространстве. Наиболее интенсивные смещения делювия совпадают с периодами оттаивания и в максимальной

степени проявляются весной. Наиболее быстро движется верхняя часть делювия, а с глубиной скорость смещения сокращается.

Величина смещения любого слоя сползающей обломочной массы в условиях ее перманентного промерзания и оттаивания определяется формулой (П. Матвеев):

$$S = N \left\{ \frac{A_0 \beta \operatorname{tg} \alpha_0}{k} (e^{-Lk} - e^{-hk}) + A_B \beta \operatorname{tg} \alpha_0 (h - L) \cdot \left[1 + \frac{(h-L)^2 \operatorname{tg}^2 C_1 k^2}{3 \cdot 3!} + \frac{(h-L) \operatorname{tg} C_1 r k^2}{3!} + \frac{k^2 r^2}{3!} - \frac{(h-L) \operatorname{tg} C_1 k}{2 \cdot 2!} - \frac{rk}{2!} \right] \right\},$$

где N — число дней в году;

A_0 — амплитуда температуры камней на поверхности делювия;

β — коэффициент их объемного расширения;

α_0 — угол склона;

L — глубина, на которой определяется смещение;

h — мощность делювия;

A_B — амплитуда температур воздуха делювия;

C_1 — половина угла убывания ширины обломков к основанию осыпи;

$k = \sqrt{\frac{\pi}{aT}}$ (a — коэффициент температуропроводности, T — период колебания температур);

$r = (h - L) \operatorname{tg} C_1 - r_n$ (r_n — самый малый радиус обломков делювия);

e — основание натуральных логарифмов.

В условиях дифференциального смещения обломочного материала по склону происходит разделение обломков пород и минералов по вертикали с накоплением наиболее тяжелых среди них в нижней части делювия. Схема механизма этого процесса сводится к следующему. При погружении минеральной частицы на нее действуют сила тяжести, направленная вниз, и сила сопротивления среды, направленная вверх. В начальный момент частица погружается с ускорением, зависящим от плотности среды. С возрастанием увеличивается сопротивление среды, ускорение уменьшается до нуля и частица начинает погружаться с постоянной скоростью (конечная или критическая скорость). Для частиц одинакового размера величина конечной скорости прямо пропорциональна ее удельному весу и выражается для обломков крупнее 2 мм уравнением

$$V_0 = 44,29 \sqrt{d \frac{\delta - \Delta}{\Delta}} \text{ см/сек},$$

где V_0 — конечная скорость погружения;

d — диаметр частиц, мм;

δ — удельный вес частицы;

Δ — плотность среды.

При малых скоростях и небольших размерах частиц, пренебрегая силами инерции среды, скорость погружения частиц может быть определена уравнением

$$V_0 = 54,5 \left(\frac{\delta - \Delta}{\mu} \right) d^2 \text{ см/сек},$$

где μ — абсолютный коэффициент вязкости среды, пз.

Приведенные уравнения скорости опускания справедливы для единичных свободно погружающихся частиц сферической формы. Однако дифференциация обломков в слое движущегося делювия происходит в стесненном пространстве среди разнообразных по размерам и форме частиц горных пород. В этих условиях, как показывают эксперименты, выполненные в лабораториях гравитационного обогащения руд, скорость погружения сокращается для обломков малого удельного веса в 2—3 раза, а для обломков повышенного удельного веса даже в 3—3,5 раза. Тем не менее

частицы с высоким удельным весом погружаются к донной части сползающего делювия быстрее обломков малого удельного веса, накапливаются в нижних частях его и образуют делювиальные россыпи тяжелых минералов и их сростков.

Вертикальная дифференциация обломков по их удельному весу может быть продемонстрирована на диаграмме, изображенной на рис. 216. На этой диаграмме по оси абсцисс отложен диаметр обломков (точнее величина, равная квадрату корню из диаметра). По оси ординат отложены скорости погружения тяжелого минерала *A* и легкого минерала *B*. Из диаграммы следует, что смесь из обломков тяжелого и легкого минерала различных размеров раздифференцируется таким образом, что внизу образуется слой обломков тяжелого минерала размером больше d_2 , на нем будет лежать смешанный слой обломков тяжелого и легкого минерала средних размеров, а сверху останутся зерна легкого минерала размером менее d_1' .

Накопление тяжелой фракции ценных минералов в делювиальной россыпи происходит в обстановке сползания обломочной массы вниз по склону. Как указывалось выше, верхние слои сползающей массы продвигаются быстрее нижних, поэтому траектория обломков легких пород и минералов, сосредоточивающихся в верхней части делювиального покрова, будет более пологой, чем кривая погружения тяжелых частиц (рис. 217).

Характер траектории тяжелых и легких обломков, их крутизна и соотношение зависят от многих факторов, по главным образом от крутизны склона. Тем не менее как на пологих, так и на крутых склонах концентрации минералов содействует не только различная скорость вертикального погружения тяжелых и легких частиц, но также и различная скорость смещения их по склону. Об этом, в частности, может свидетельствовать концентрация обломков кварцевых жил у подножия склонов, превышающая в несколько раз количество его в делювии верхних участков склонов (А. Кухаренко).

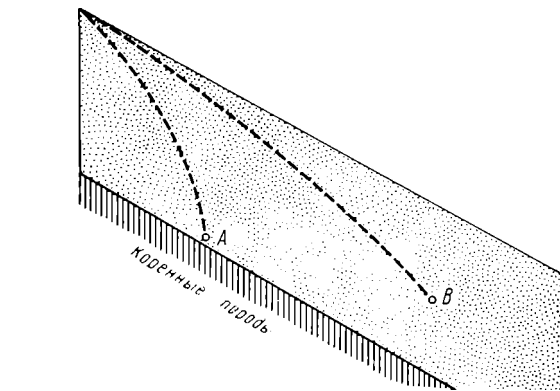


Рис. 217. Схема траектории движения обломка тяжелого веса (*A*) и легкого веса (*B*) в движущейся массе делювия

Перемещение обломочного материала рекой. Перенос вещества горных пород, подхваченных рекой, осуществляется в трех формах: в растворенном виде, во взвеси, движением донных осадков. Для формирования аллювиальных россыпей преимущественное значение имеет лишь третья форма переноса.

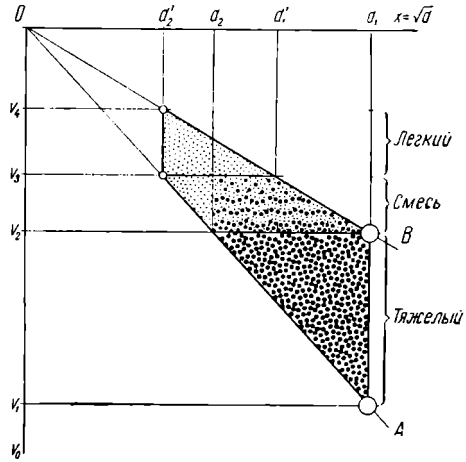


Рис. 216 Диаграмма скоростей погружения зерен легкого и тяжелого минерала с их расслоением по вертикали. По М. Фишману

При некоторых относительно малых скоростях течения донные обломки находятся в покое. Максимальная скорость, при которой не происходит перемещения обломков по дну реки, называется «непередвигающей» скоростью. При ее превышении начинается вибрация обломков на дне реки и их отрыв от подстилающих осадков; это происходит при «критической скорости срыва». При дальнейшем нарастании скорости потока возникает «передвигающая» скорость, обуславливающая перемещение донных осадков вниз по течению.

Перемещение обломков по дну реки, согласно В. Гончарову, является следствием двух групп усилий: 1) горизонтальных усилий, развиваемых течением реки, 2) вертикальных усилий, возникающих при лобовом сопротивлении обломков течению и вихревых возмущениях потока у дна

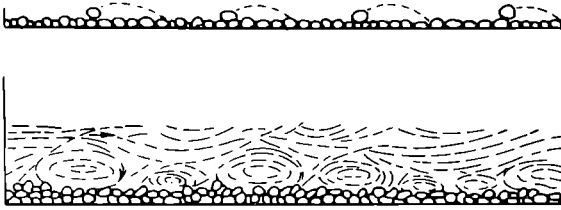


Рис. 218. Схема скачкообразного переноса обломков по дну реки. По В. Гончарову

реки. Последние обуславливают отрыв обломков со дна реки, подъем их на некоторую высоту с одновременным сносом вниз по течению. Затратив энергию на подъем и описав кривую, обломок опускается на дно, откуда он вновь выбрасывается вверх и т. д. Таким образом, перенос обломков

вниз по течению реки имеет скачкообразный характер и происходит в виде сальтации (рис. 218).

Как уже указывалось, вертикальные усилия, обуславливающие скачкообразный перенос речной гальки, возникают вследствие их лобового сопротивления течению реки и при вихревых возмущениях потока у дна его.

Вертикальная скорость потока, обуславливаемая импульсом подъемной силы лобового сопротивления речного обломка кубической формы, сравнительно невелика и определяется формулой (В. Гончаров)

$$u^2 = \sigma \frac{0,4 \rho (V^2 - V_0^2)}{(\rho_1 - \rho) d},$$

где u — скорость подъема обломка;

σ — расстояние от точки подъема зерна со дна реки;

V — средняя скорость потока;

V_0 — средняя скорость, при которой подъемная сила равна весу зерна;

ρ — плотность наносов;

ρ_1 — плотность воды.

Более существенные усилия возникают вследствие завихрений турбулентного движения воды у дна реки. Вертикальная скорость вихревого возмущения определяется по формуле (В. Гончаров)

$$U = a_3 \frac{V}{H^{0,2}},$$

где U — средняя статистическая начальная скорость потока в вихре;

$a_3 = \frac{a_2 + ka_2}{2}$ — коэффициент, зависящий от размеров вихревого возмущения;

V — линейная скорость потока;

H — глубина потока.

Для потока глубиной в 1 м:

$$U = \frac{0,25 V_m}{H^{0,2}},$$

где V_m — средняя линейная скорость в данном сечении потока.

Таким образом, вертикальная скорость и обусловленное ею подъемное усилие прямо пропорциональны поступательной скорости потока и обратно пропорциональны расстоянию от дна реки. Вертикальная составляющая достигает примерно 0,07—0,1 поступательной скорости.

Применяя эти уравнения к обломкам заданных размеров и удельного веса, можно определить «критическую скорость срыва».

$$V = \left(\frac{H}{1,0}\right)^{0,2} \sqrt{\frac{2g(\gamma_1 - \gamma)(d + A)}{(a_a + a_b)\gamma}},$$

где V — критическая скорость срыва обломков на дне реки;

g — ускорение силы тяжести;

γ_1 — удельный вес обломка;

γ — удельный вес воды;

d — диаметр частицы;

A — постоянная величина;

a_a — коэффициент лобового усилия;

a_b — коэффициент подъемного усилия.

При $\gamma_1 = 2,65$, $A = 0,0014$ и $a_a + a_b = 0,42$. В этом случае расчетная «критическая скорость сдвига» определяется уравнением

$$V = \left(\frac{H}{1,0}\right)^{0,2} \sqrt{\frac{2g(\gamma_1 - \gamma)(d + 0,0014)}{0,42\gamma}} \text{ м/сек.}$$

Опытным путем доказано, что «передвигающая» скорость в 1,35—1,50 раз выше «критической скорости сдвига».

Вес обломков, перемещаемых потоком, пропорционален шестой степени скорости течения (закон Эри), а их диаметр соответственно пропорционален квадрату скорости.

Скорости потоков, необходимые для начала движения обломков разного размера, приведены в табл. 40.

Т а б л и ц а 40

Скорость потока, необходимая для начала движения обломков по дну реки — критическая скорость сдвига (по В. Гончарову и М. Великанову)

Средний диаметр обломков, мм	Скорость, м/сек	Средний диаметр обломков, мм	Скорость, м/сек
0,10	0,27	15,0	1,10
0,25	0,31	25,0	1,20
0,50	0,36	50,0	1,50
1,00	0,45	75,0	1,75
2,50	0,65	100,0	2,00
5,00	0,85	150,0	2,20
10,00	1,00	200,0	2,40

График связи скорости потока с эрозией русла и размером перемещаемых при этом частиц приведен на рис. 219.

Скорость течения рек меняется во времени и пространстве, перераспределяя аллювиальные массы как в отдельные периоды их накопления, так и на разных участках реки.

Изменение скорости течения рек во времени имеет как вековой, так и сезонный масштаб. Вековые изменения скорости связаны с изменением базиса эрозии реки, при котором скорость течения резко возрастает и затем по мере развития эрозионного цикла медленно падает. При сезонных колебаниях расхода воды скорость течения в паводки значительно выше, чем в межень. Наибольшее количество обломочного материала переносится при паводках, несмотря на их кратковременность.

Скорость течения реки распределяется неравномерно по отдельным элементам ее русла. Среди последних могут быть выделены: 1) перекаты, 2) плёсы, 3) вогнутые берега, 4) выпуклые берега (рис. 220). В межень наибольшие скорости течения приурочены к перекатам, в пределах которых и происходит смыв донных осадков. В паводки, наоборот, наибольшие

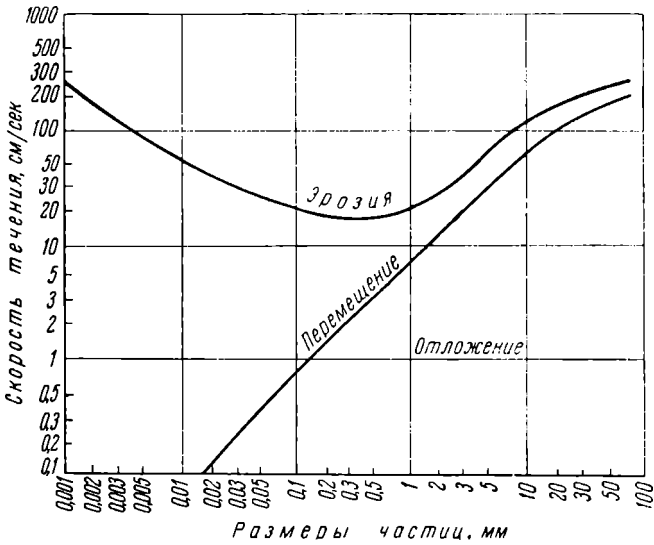


Рис. 219. Зависимость между скоростью потока, эрозией, перемещением и отложением частиц различного размера. По В. Батурину

скорости возникают на плёсах, где и осуществляется интенсивный размыв речного ложа. Таким образом, в паводки обломочный материал сносится с плёсов на перекаты, а в низкую воду происходит размыв перекатов и перемещение аллювия на плёсы. Все это приводит к неравномерному распределению речных осадков на дне реки по их весу и размеру (рис. 221).

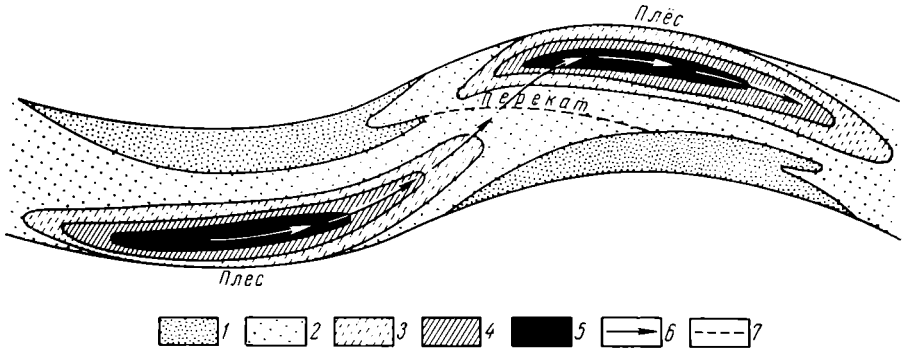


Рис. 220. Схема соотношений переката и плёсов. По Е. Шанцеру

1 — прирусловые отмели; 2 — склоны переката и мелководье плёсов; 3 — то же на большой глубине; 4 — склоны плёса; 5 — плёсовые ложбины; 6 — главное течение (стрель); 7 — гребень переката

Скорость течения верхнего слоя воды у вогнутых берегов реки выше, чем у выпуклых (рис. 222), а возникающие при этом донные течения ориентированы так, что снос материала происходит со стороны вогнутого берега к выпуклому (рис. 223).

Скорость течения меняется также с изменением живого сечения потока, увеличиваясь на интервалах сужения и обмеления реки. Она возрастает с уклоном реки и уменьшается при выполаживании ее дна. Течение реки искажается и изменяется в скорости в местах впадения притоков (рис. 224)

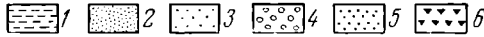
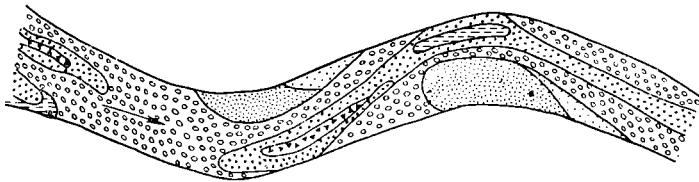


Рис. 221. Изменение крупности донных отложений на участке р. Волги. По З. Сваричевской и др.

1 — глина; 2 — мелкий песок; 2 — песчаная пыль; 4 — средний песок; 5 — крупный песок; 6 — гравий

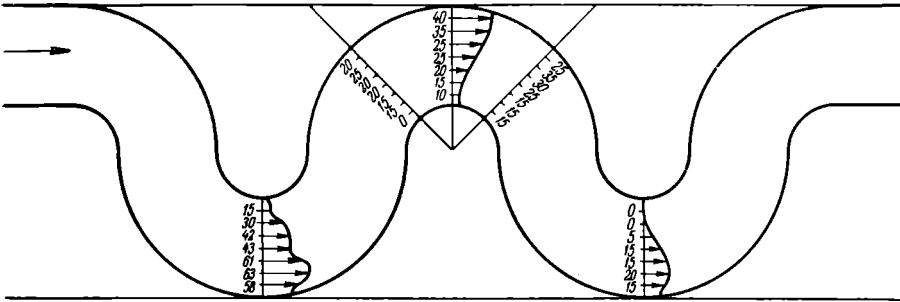


Рис. 222. Графики распределения скорости течения реки. По данным Н. Маккавеева

Рис. 223. Схема размыва и намыва берегов реки с участием донных течений.

По Е. Шанцеру

1 — стрежень; 2 — донные течения; 3 — намываемые берега; 4 — размываемые берега

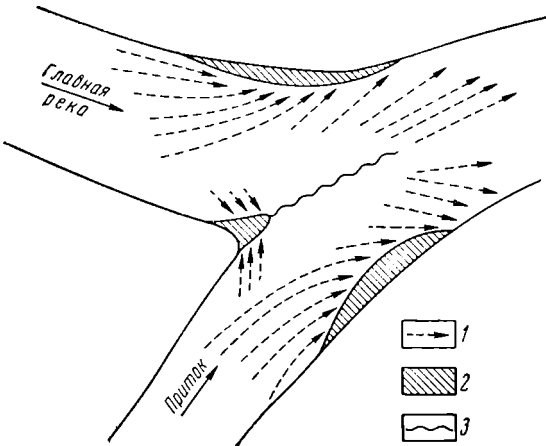
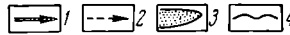
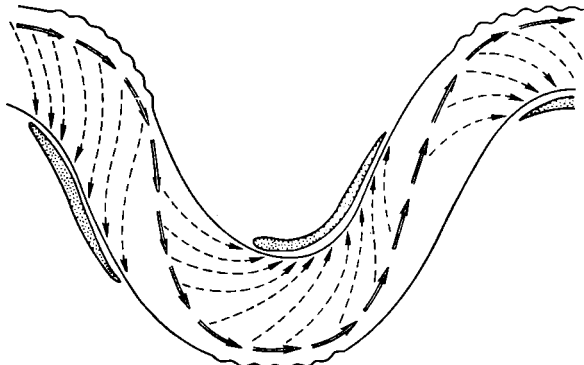
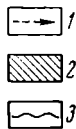


Рис. 224. Схема донных течений в узле слияния рек. По Н. Маккавееву

1 — направления течений; 2 — депрессии водной поверхности у берегов; 3 — дорожка вихрей



и у разного рода естественных и искусственных преград, создающих торможение потока, завихрения воды, перепад скорости течения и «улов» аллювиального материала (рис. 225).

Кроме всего вышеуказанного, на распределение скоростей в поперечном сечении потока воздействуют детали морфологии дна реки и изменение коэффициента шероховатости его, приводящие к неравномерной струйчатой структуре потока, обуславливающей в свою очередь струйчатое распределение обломков разного удельного веса и размера в русловых отложениях (рис. 226).

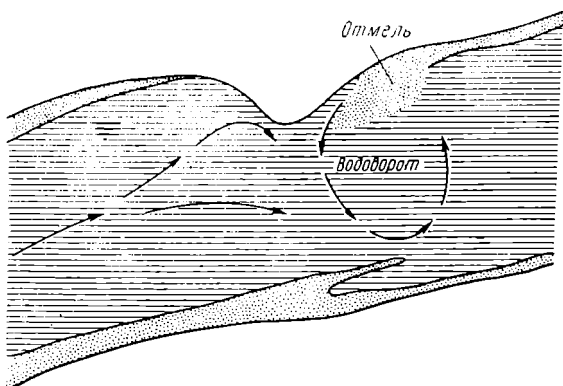


Рис. 225. Водоворот у берегового выступа, создающий «улов» речных осадков

Снос делювиальных обломков по дну реки вследствие сальтации осложняется волнообразным или грядовым движением донных осадков, обуславливающих косую слоистость речных отложений. Движение подводных гряд происходит вследствие переката обломков с пологой стороны вала на крутую (рис. 227). Скорость их движения составляет сотые и тысячные

доли скорости потока и может достигать десятков метров в сутки. Грядовые движения осадков по дну реки намечаются при достижении определенной скорости течения, носят массовый характер и оказывают

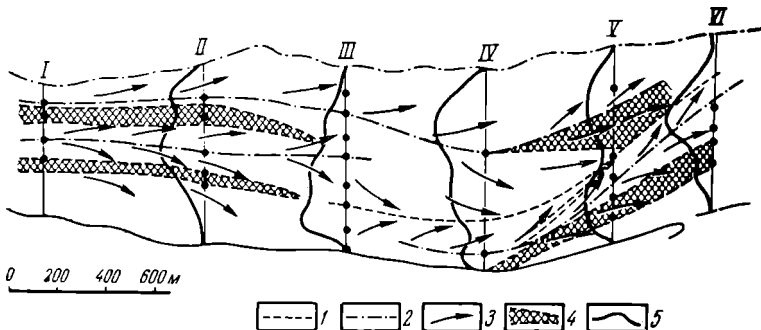


Рис. 226. Схема донных течений и струйчатого распределения аллювия на Подновском перекате. По М. Великанову

1 — восходящие течения; 2 — нисходящие течения; 3 — донные течения; 4 — область транзита донных осадков; 5 — эпюры донных скоростей

некоторое влияние на их дифференциацию и формирование россыпей. Передвижение подводных гряд, как показали эксперименты, способствует постепенному отставанию тяжелой фракции в тыловых частях аллювиальных валов и ее планомерному погружению на дно (рис. 228).

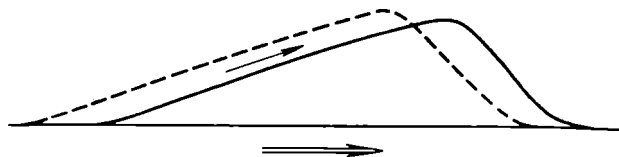


Рис. 227. Схема перемещения аллювиальной гряды

некоторое влияние на их дифференциацию и формирование россыпей. Передвижение подводных гряд, как показали эксперименты, способствует постепенному отставанию тяжелой фракции в тыловых частях аллювиальных валов и ее планомерному погружению на дно (рис. 228).

Износ обломков. В процессах формирования россыпей происходит отбор обломков не только по их размерам и удельному весу, но также и по их механической прочности. Частицы обломочной массы, движущейся по дну реки, постепенно окатываются и истираются друг о друга. Как показал П. Штернберг, истирание зависит от силы трения, скорости движения и твердости обломков. Если обозначить скорость движения обломков V , вес его P , коэффициент трения f_1 , а коэффициент истирания (пропорциональный твердости) f_2 , тогда уменьшение веса за время dt составит

$$dP = -VPf_1f_2 dt,$$

так как $V dt = dx$

$$\frac{dP}{P} = -f_1f_2 dx$$

или $\frac{dP}{P} = -f_1f_2 dx$.

Интегрируя, получим $P = Ce^{-f_1f_2x}$.

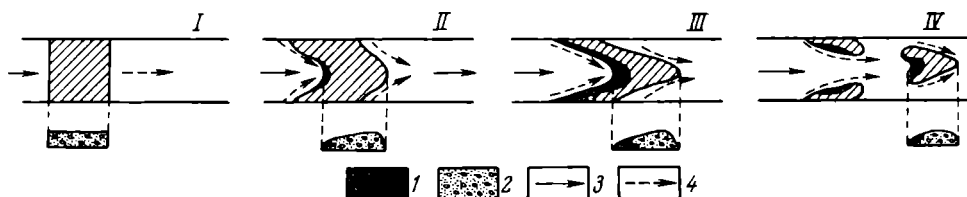


Рис. 228. Схема концентрации тяжелых минералов в передвигающейся гряде аллювия. По экспериментальным данным Н. Разумихина и З. Тимашкова

I—IV — стадии процесса; 1 — тяжелая фракция; 2 — легкая фракция; 3 — направление течения; 4 — пути движения наносов

Полагая вес частицы пропорциональным кубу среднего диаметра, будем иметь

$$D = D_0 e^{-\varphi x} \text{ (формула Штернберга),}$$

$$\text{где } \varphi = \frac{f_1 f_2}{3}.$$

В связи с тем, что коэффициенты f_1 и f_2 связаны с плотностью обломков и их твердостью, в конечном счете степень износа обломков делювиальной массы по их весу оказывается прямо пропорциональна кубу диаметра частиц, квадрату скорости их перемещения, плотности и длине пути, но обратно пропорциональна твердости (абразивной прочности).

Расстояние, при передвижении на которое объем частиц уменьшается вдвое, вычисленное по формуле П. Штернберга, приводится в табл. 41,

Таблица 41

Длина пути переноса речных обломков разного состава, на котором их объем сокращается вдвое

Порода	Длина пути, км
Мергель	30
Известняк	50
Доломит	60
Гранит	100—150
Кварц	150

Для каждого минерала существует наименьший критический размер частиц, по достижении которого их окатывание и износ практически прекращается. Критический размер зерен минералов с удельным весом 4—5

составляет 0,05—0,07 мм, для минералов с удельным весом 3—4 он достигает 0,12—0,15 мм, а для кварца и близких к нему по удельному весу минералов он увеличивается до 0,20—0,25 мм.

Механический износ минеральных частиц в делювиальном потоке сопровождается их химическим выветриванием. Суммарным результатом механического измельчения и химического разрушения является концентрация в конечных продуктах речного переноса абразивно и химически стойких минералов. Существенное значение при этом имеет коэффициент смачиваемости минералов. Зерна плохо смачиваемых минералов (монацит, некоторые сульфиды, большинство металлов, алмаз) не имеют защитной поверхностной пленки воды, либо она очень тонкая и непрочная, вследствие чего зерна подобных минералов быстрее других истираются при переносе.

А. Кухаренко разделяет минералы россыпей по их миграционной способности на три группы. К группе низкой миграционной способности относятся киноварь, вольфрамит, шеелит, барит и др.; к группе умеренной миграционной способности — магнетит, гранаты, монацит, касситерит, золото и др.; к группе высокой миграционной способности — хромшпинелиды, ильменит, платина, рутил, циркон, корунд, алмаз и др. В процессе длительной транспортировки аллювия и многократного его перетотложения ценные минералы россыпей могут концентрироваться последовательно в соответствии с их миграционной способностью, обуславливая зональность в размещении россыпей различного состава по течению больших рек.

Отложение обломочного материала и концентрация ценных минералов. По поводу условий накопления ценных минералов в аллювиальных осадках и образования речных россыпей существует две гипотезы.

Первая гипотеза. По этой гипотезе, развивавшейся Ю. Библиным, концентрация ценных минералов осуществляется в процессе движения массы донных осадков значительной мощности, названной им активным слоем. Скорость перемещения вещества в активном слое неравномерна. В верхней его части движение осуществляется быстрее, с подскоком и перекачиванием обломков, а с глубиной оно замедляется и обуславливается скольжением. Это движение дифференцировано не только по глубине, но и в плане — ускоряясь на участках повышенной скорости течения воды и замедляясь там, где течение медленнее. Оно меняется и во времени, приобретая особенно активный характер в паводки и затихая при низкой воде.

При неравномерном смещении массы аллювия в активном слое наибольшее перемещение получают частицы мелкие и легкие, а наименьшее — частицы тяжелые и крупные. Степень подвижности различных фракций аллювия по размеру и весу различна как в разных частях активного слоя, так и в разные периоды. Однако в любое время и на любом участке реки будет происходить то или иное отставание частиц крупных и тяжелых от общего сноса обломочного материала и накопление их в задерживающейся фракции. При этом могут возникать оптимальные условия, при которых осуществляется максимальный вынос «пустого» материала и концентрация в остатке тяжелых ценных минералов, создающая основную предпосылку для образования россыпей.

Их окончательное формирование связано с постепенным погружением тяжелых минералов к донной части неравномерно перемещающейся водно-обломочной массы, в соответствии с закономерным расслоением смеси обломков разного размера и веса, рассмотренным выше при характеристике механизма образования делювиальных россыпей. Так, в донной части речных отложений накапливаются слои крупнозернистых песков и галечника в ассоциации с тяжелыми минералами, образующие «пласты» россыпей, перекрытые более тонкозернистыми осадками, фиксирующимися на них по мере спада скорости течения реки.

Вторая гипотеза. Согласно этой гипотезе перемещение обломочного материала по дну реки происходит не в активном слое той или иной мощности, а только на поверхности речных осадков при взмучивании тонкой фракции и сальтации более крупных и тяжелых частиц (М. Великанов). При этих условиях образование россыпей можно представить следующим образом. Отрыв минеральных частиц с поверхности донных отложений и взлет их ограничивается определенной высотой, на которой скорость взлета становится равной скорости равномерного падения частиц в воде. У этого «потолка сальтации» частица останавливается и начинает медленно падать на дно. Высота «потолка сальтации» может быть определена по формуле (В. Гончаров):

$$h = \frac{0,25 (V - V_n)}{H^{0,2} U} \cdot c,$$

где h — потолок сальтации (расстояние от дна реки);

V — средняя скорость потока;

V_n — передвигающая скорость потока;

H — глубина реки;

U — скорость падения частиц в воде;

c — постоянная величина.

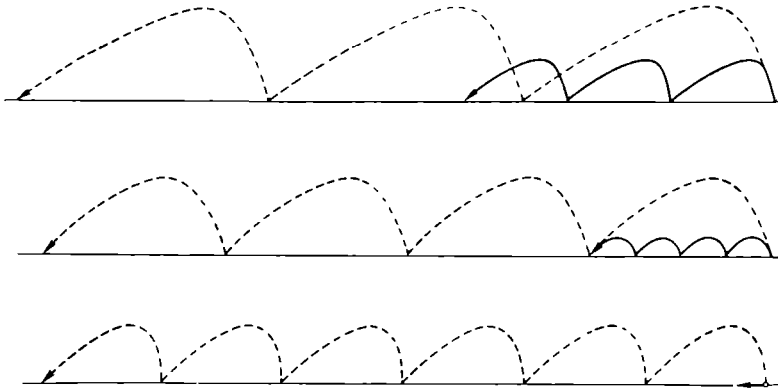


Рис. 229. Схема соотношения перемещения легкой частицы (пунктир) и тяжелой частицы (сплошная линия) сальтацией при снижении скорости потока (сверху вниз)

Из этой формулы следует, что высота подъема частиц прямо пропорциональна скорости потока и обратно пропорциональна скорости падения частиц. А последняя, как было указано выше, в свою очередь прямо пропорциональна размеру и удельному весу частиц. Таким образом, высота подъема частиц при их переносе в речном потоке, при прочих равных условиях, будет тем меньше, чем они тяжелее и крупнее. Поэтому в смеси обломочного материала легкие и мелкие частицы будут подпрыгивать от дна реки выше, чем тяжелые и крупные, сноситься дальше последних, позволяя последним накапливаться в остатке.

По мере снижения скорости потока может наступить такой момент, когда будет осуществляться сальтация только легких бесценных минералов, а тяжелые минералы будут оставаться на дне, концентрируясь здесь в связи с выносом легких обломков (рис. 229). При этом возникают наиболее оптимальные условия для образования россыпей. Так же, как и по первой гипотезе, тяжелая фракция ценных минералов будет постепенно проникать книзу и формировать «пласты» россыпных месторождений.

Из всего вышеизложенного следует, что россыпи формируются не все время, а лишь в определенные моменты при оптимальном для их

создания режиме перемещения аллювия по дну реки, зависящем от соотношения скоростей течения реки в разных ее частях и фракционного состава аллювия. Происходящее при этом расслоение речных осадков по размеру, удельному весу и отчасти форме минеральных обломков никогда не бывает совершенным. Поэтому россыпи представляют всего лишь нижние горизонты аллювия, в той или иной мере обогащенные тяжелыми ценными минералами.

Механизм образования прибрежных россыпей. Прибрежные россыпи формируются под влиянием приливов — отливов, волн и береговых течений. Их суммарное действие сказывается в абразии прибрежной зоны, направленной к выработке равновесного профиля берегового склона. По степени развития профиля равновесия различают берега: абрадируемые, стабильные и аккумулятивные. Абрадируемые берега образуют высокие уступы (клифы), подтачиваемые и разбиваемые морскими волнами. Пологие аккумулятивные берега постепенно заносятся рыхлыми отложениями. Те и другие неблагоприятны для образования прибрежных

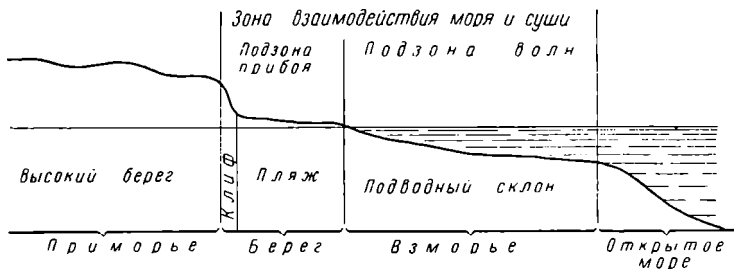


Рис. 230. Схема строения стабильного морского побережья .'

россыпей. Оптимальные условия для их формирования возникают в стабильных по профилю берегах, вдоль которых происходит непрерывное возвратно-поступательное перемещение морских обломочных масс, их измельчение, сортировка и переотложение.

В поперечном сечении стабильных берегов могут быть выделены следующие элементы их строения: 1) глубинная часть, 2) подводный береговой склон, 3) пляж, 4) клиф, 5) высокий берег. Полоса от подводного берега до клифа является зоной активного взаимодействия моря и суши, разделяющейся на подзону волн и подзону приливов — прибоев (рис. 230).

Прохождение волн над подводным склоном сопровождается их деформацией, начинающейся обычно с глубины 10—15 м и приводящей к уменьшению их длины при одновременном увеличении высоты. Трение воды о дно замедляет движение нижней части волны и создает опережение в перемещении верхней ее части. Волна становится асимметричной и в зоне первичного забурунивания гребень ее опрокидывается. При этом кинетическая энергия волны скачкообразно падает и влекомый ею по дну обломочный материал отлагается в зоне забурунивания в виде подводной гряды, вытянутой параллельно набегающей волне. За счет остаточного запаса энергии происходит возрождение волны, дальнейшее ее продвижение к берегу, заканчивающееся новым забуруниванием и образованием очередной гряды, располагающейся ближе к берегу.

Подводные гряды имеют асимметричный профиль с крутым склоном в сторону берега. Вследствие постоянного переката гальки с пологого на крутой склон подводные гряды медленно перемещаются к берегу, а на месте их возникают новые валы. Наконец волна выплескивается на пляж, полностью теряет кинетическую энергию и за счет силы тяжести скатывается с пляжа, образуя обратное течение, затухающее с глубиной.

Таким образом, в прибрежной зоне кипетическая энергия и скорость движения воды скачкообразно затухает до нуля. При этом на путях движения волны выпадают все более мелкие и легкие частицы обломочного материала, завершающиеся выплеском на пляж наиболее легкой их фракции (рис. 231).

Прибрежные россыпи, сложенные тяжелыми минералами, должны были бы накапливаться в подводных грядах, однако они, как правило, размещаются на пляже. Это связано главным образом с тем, что скорость прибойной волны всегда существенно выше скорости возвратных волн (рис. 232). Вследствие этого прибойная волна поднимается и выбрасывает на берег как тяжелые, так и легкие частицы, а возвратные воды, стекающие обратно в море, способны поднять и вынести только легкие частицы.

Более того, волнение моря никогда не бывает постоянным. При его увеличении волны выбрасывают далеко на берег смесь легких и тяжелых частиц, формируя фронтальный береговой вал. При постепенном ослаблении волнения материал прибойных волн уже не достигает берегового вала, они начинают его подмывать со стороны, обращенной к морю, а слабосильные возвратные воды оказываются способными сносить в море лишь легкую фракцию, обогащая оставшуюся часть морского песка тяжелыми минералами.

Многочисленное повторение выброса материала с подводного склона на пляж прибойными волнами и его последующего отмучивания сбегавшей водой приводит к образованию прибрежных россыпей. При этом тяжелые минералы не в состоянии проникнуть в плотную массу неподвижных подстилающих песков и накапливаются в верхней части пляжных отложений, подверженной постоянному перемыву морскими волнами. Образующиеся таким образом поверхностные, открытые россыпи резко отличаются от погруженных вглубь осадков всех разновидностей речных россыпей (кроме косовых).

Действие приливов и отливов в создании прибрежных россыпей изучено плохо. Сам по себе этот процесс вряд ли способен формировать россыпные месторождения, но в сочетании с работой прибойных волн он может интенсифицировать их образование.

Прибрежные течения, не нарушая общую схему формирования прибрежных россыпей, вносят в нее известные осложнения. Прибрежные,

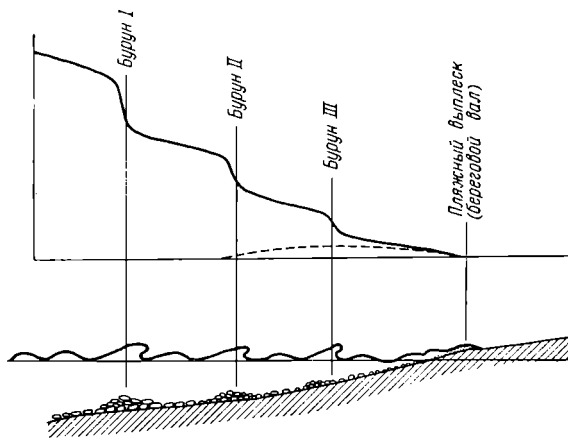


Рис. 231. Схема формирования донных гряд в забуруниваниях (внизу) и кривые падения энергии волн прибойной (сплошная линия) и возвратной (пунктир)

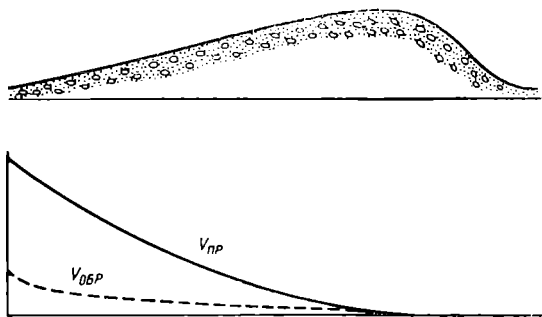


Рис. 232. Соотношение скоростей прибойной ($V_{пр}$) и возвратной ($V_{обр}$) волн у берегового вала. По В. Лонгинову

или дрейфовые, течения «растягивают» обломочный материал вдоль берега со скоростью, достигающей десятков и даже сотен метров в сутки, придавая движению минеральных частиц до их отложения в береговом валу сложный зигзагообразный характер (рис. 233). В связи с этим прибрежные россыпи обычно сильно растягиваются вдоль берега, достигая длины в сотни километров.

Максимально интенсивное продольное перемещение материала достигается при подходе волны к берегу под некоторым критическим углом ϕ , большим 35° и меньшим 50° .

В заключение следует отметить, что концентрация ценных минералов в морских россыпях зависит не от удельного веса, а от абсолютного веса зерен. Поэтому полноценные россыпи могут формироваться только в том случае, когда размер ценных минералов равен или больше остальных зерен и обломков. В противном случае на пляже будет накапливаться более тяжелая крупная галька породы, а более мелкие и легкие зерна ценных минералов сноситься и рассеиваться.

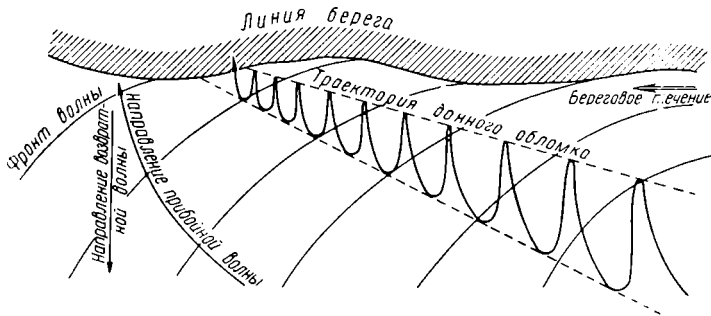


Рис. 233. Схема перемещения обломков вдоль берега моря вследствие прибрежного течения и косых волн

Механизм образования эоловых россыпей. Механизм переноса обломочного материала ветром во многом сходен с переносом его водными потоками. Здесь выделяются аналогичные формы движения вещества: во взвешенном состоянии, перекачиванием и волочением. Размер и вес частиц, перемещаемых ветром, зависит от его силы (табл. 42).

Т а б л и ц а 42

Размеры обломочных частиц кварца, перемещаемых ветром различной силы (по И. Туле, П. Фаглеру и др.)

Ветер	Скорость ветра, м/сек	Диаметр частиц, мм	Ветер	Скорость ветра, м/сек	Диаметр частиц, мм
Слабый	1	0,05	Свежий	8	0,67
	2	0,12		9	0,78
	3	0,20		10	0,90
	4	0,29	Сильный	11	1,02
Умеренный	5	0,35		13	1,33
	6	0,46		15	1,75
	7	0,57		16	2,00

Из таблицы следует, что при одинаковых скоростях движения размеры частиц, перемещаемых ветром, в сотни раз меньше обломков, переносимых реками.

Во взвешенном состоянии переносятся наибольшие массы обломочного материала, относящегося к тонкой фракции. Перекачивание соче-

тается с сальтацией, осуществляющейся иногда на сотни метров. Главной формой движения обломочных масс под воздействием ветровых усилий, вследствие которой образуются эоловые россыпи, представляется волочение в сочетании с перекатыванием. В результате этого процесса формируются подвижные песчаные бугры, гряды, дюны и барханы. Движение таких возвышенных масс песков совершается при перекатывании частиц с пологого наветренного склона на крутой подветренный. Вследствие непрерывного переветывания происходит перемещение материала и общее движение массы, сопровождающееся интенсивной и совершенной сортировкой обломков по массе частиц. Тонкие и легкие частицы уносятся

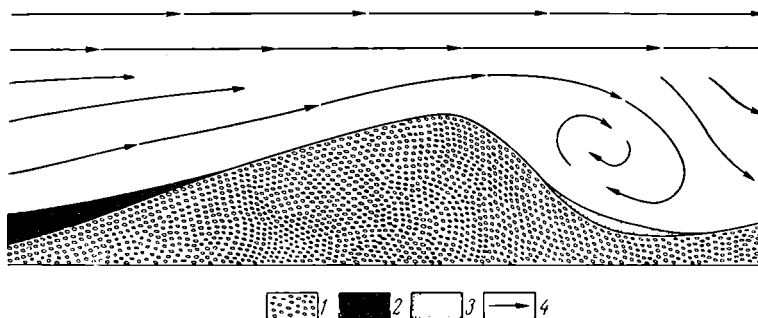


Рис. 234. Схема формирования эоловой россыпи в хвосте дюны (разрез).

1 — дюна; 2 — тяжелая фракция; 3 — легкая фракция; 4 — воздушное течение

ветром, более грубые и тяжелые постепенно отстают в своем движении и накапливаются в хвостовых частях дюн (рис. 234).

Перенос льдом. Материковые и горные ледники перемещают огромные массы обломочного материала. Однако при этом не происходит существенного истирания, а также сортировки по крупности и весу обломков. Поэтому в моренах не образуются россыпи, а встречающиеся здесь наряду с другими обломки полезных ископаемых могут служить лишь указателями их коренных источников, находящихся выше по движению ледника, используемыми при валунно-ледниковых поисках. Возникающие в процессе таяния ледника водные потоки могут частично рассортировать моренную массу с образованием флювиогляциальных россыпей, также обычно не существенных по их практическому значению.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РОССЫПЕЙ

Связь с коренными породами. Коренные источники ценных минералов россыпей разделяются на три категории: 1) коренные месторождения полезных ископаемых, 2) аксессуарные минералы горных пород, 3) древние россыпи.

За счет разрушения коренных месторождений возникают россыпи золота, платины, алмазов, касситерита, вольфрамитов, киноварей. При концентрации аксессуариев образуются главным образом россыпи монацита, ильменита, рутила, циркона, граната, магнетита. Древние россыпи могут поставлять минералы обеих групп.

По данным А. Булыжникова, при разрушении сульфидных месторождений с тонкодисперсным золотом россыпи не образуются. Из кварц-сульфидных месторождений россыпи возникают за счет разрушения зоны окисления. Лучшим источником золота в россыпях являются кварцевые жилы с крупными первичными выделениями этого металла. Россыпные месторождения формируются тем легче, чем обильнее коренные источники минералами, необходимыми для их образования. Причем, по мнению Н. Шило (1960), большие и богатые россыпи могут возникать не столько

за счет разрушения отдельных концентрированных коренных месторождений, сколько при разрушении обширных полей с большим количеством рассредоточенных, подчас мелких и мельчайших рудных тел.

Но связь между россыпями и коренными источниками их питания не только количественная. Она отражается и на минеральном составе россыпей, парагенетические ассоциации которых соответствуют особенностям минерального состава материнских пород и сопровождающих их коренных месторождений. В табл. 43 сведены данные о парагенетических ассоциациях шлихов в россыпях, возникающих при разрушении важнейших групп горных пород.

Т а б л и ц а 43

Типичные ассоциации минералов россыпей, возникающие при разрушении некоторых групп горных пород и ассоциированных с ними месторождений

Порода	Ценные минералы	Главные минералы-спутники
Гранитоидная формация	Ильменит, рутил, циркон, берилл, монацит	Гранаты, магнетит, сфен, апатит, пироксены, амфиболы
То же с пегматитами	Касситерит, вольфрамит, тапталит, колумбит, торит, топаз, берилл	Флюорит, турмалин, сподумен
То же со скарнами	Магнетит, шеелит, касситерит	Гранаты (зональные), волластонит, везувиян, диопсид, геденбергит, актинолит, тремолит, датолит, скаполит
То же с гидротермальными месторождениями	Золото, киноварь, вольфрамит, касситерит	Барит, сидерит
Плагιοгранит-сиенитовая формация	Рутил, ильменит, циркон, корунд, монацит, колумбит	Магнетит, апатит, ортит, гранаты, эвдиалит, лопарит, перовскит, эгирин, сфен, флюорит, пироксены, амфиболы
Габбро-диабазовая формация	Ильменит, лейкоксен, титаномагнетит	Диопсид-авгит, гиперстен, амфиболы, апатит, шпинель
Пироксенитовая формация (серпентиниты, дуниты, перидотиты, пироксениты)	Платина, осмистый иридий, ильменит, титаномагнетит	Оливин, бронзит, диопсид-авгит, хромшпинелиды, магнетит, гранаты, амфиболы
Перидотитовая формация	Алмаз, рутил, ильменит	Шпинель, хромпикотит, шпроп, хромдиопсид, магнетит, ромбический пироксен, титанавгит, флогопит
Ультраосновная — щелочная формация с карбонатитами	Пирохлор, апатит, ильменит, титаномагнетит, тапталит-ниобаты	Магнетит, ортит, форстерит, сфен, титанавгит, флогопит, перовскит, анатаз, шпинель, амфибол

Иногда по особенностям состава и строения минералов россыпей можно установить генетический тип коренных месторождений, за счет разрушения которых образовались россыпи. Известно, что касситериты из пегматитовых, кварцевых и сульфидных месторождений различаются по габитусу кристаллов, размеру зерен, составу элементов примесей и другим признакам (рис. 235). Подобного рода эволюция формы и свойств отмечается и для других минералов россыпей. Так, например, габитус кристаллов апатита меняется от удлиненного призматического к изометрическому и пластинчатому с переходом от магматических к гидротермальным его образованиям; призматические кристаллы берилла пегматитов сменяются пластинчатыми выделениями гидротермальных жил; корунд плагноклазитов имеет пирамидальный габитус, а кианитов и андалузитов — толстостолбчатый облик и т. д.

Некоторые минералы частично преобразуются в процессе формирования россыпей. Так, например, в зернах золота появляется высокопробная внешняя оторочка, а их внутреннее ядро под влиянием ударов речных обломков частично перекристаллизовывается.

Связь с фациями обломочных пород. Для образования россыпей огромное значение имеет зрелая кора выветривания. В ней разрушается кристаллическая решетка большинства породообразующих минералов, с образованием на их месте размываемых, взмучиваемых и сносимых водой охристых и глинистых продуктов. При этом высвобождаются тяжелые и устойчивые минералы, питающие россыпи.





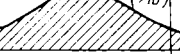
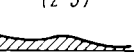
Тип месторождения Особенности касситерита	Пегматитовый	Кварцевый	Сульфидный
Габитус	Дипирамидальный изометрический 	Призматический короткостолбчатый 	Призматический и оловчатый 
Размер зерен, мм	Средние (8-10) 	Наибольшие (>10) 	Наименьшие (2-3) 
Удельный вес	7,1	6,8	
Прозрачность	Непрозрачный		Полупрозрачный
Плеохроизм	Сильный	Слабый	
Цвет	Черный, бурый	Более светлый, пятнистый	
Двойники	Редкие	Обычные	Редкие
Зональность	Слабая	Частая и наилучшая	Слабая
Элементы примеси			Jn W Nb Ta

Рис. 235. Сводка некоторых физических и химических свойств касситеритов из россыпей, образованных из эндогенных месторождений олова разных генетических типов. По материалам Я. Готмана, А. Болдыревой, Ив. Григорьева, Е. Доломановой и др.

В формациях влажного гумидного климата при размыве глинистой коры выветривания в изобилии формируются аллювиальные россыпи; могут быть образованы также элювиально-делювиальные и прибрежные россыпи (морские, озерные).

В формациях сухого аридного климата при переработке бокситовой коры выветривания образуются по преимуществу элювиально-делювиальные, пролювиальные и эоловые россыпи; могут встречаться также прибрежно-морские россыпные месторождения.

В аллювиальных месторождениях отмечается тяготение россыпей к определенным фациям речных осадков. В хорошо разработанных речных долинах, возникающих в течение одного эрозионного цикла, согласно Е. Шанцеру, могут быть выделены две группы фаций — русловые и пойменные (рис. 236).

Среди русловых фаций, созданных деятельностью живого русла, выделяются: 1) перлювиальная, 2) пристрежневая, 3) перекатов, 4) прирусловых отмелей.

Перлювиальная фация состоит из грубых валунов, находящихся главным образом в донной части плёсов. Ее развитие обуславливает вихревое движение потока у дна реки, его торможение и улавливание тяжелых минералов россыпей. Разнозернистые фации пристрежневой части и перекатов характеризуются различной степенью сортировки аллювия, наиболее благоприятной для формирования россыпей. Прирусловая фация косослоистых тонкозернистых песков образуется преимущественно из взвешенных осадков паводковых периодов и менее перспективна для создания россыпей.

Среди пойменных фаций, возникающих вследствие затопливания поймы в паводковые периоды, выделяются фации: 1) прируслового вала, 2) приречная, 3) внутренняя, 4) вторичных водоемов. Подавляющая часть их сложена тонким глинистым материалом, выпавшим из мутных вод

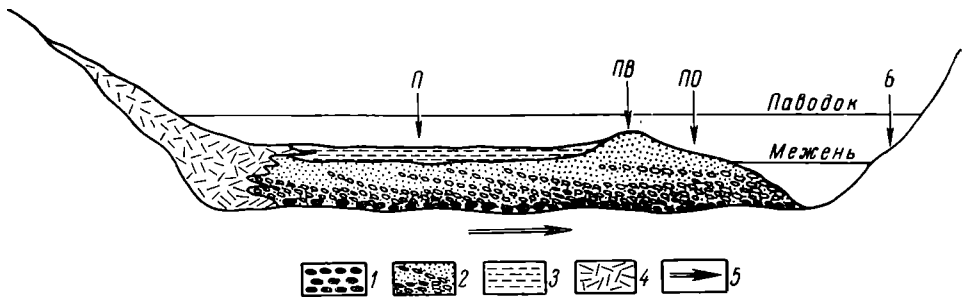


Рис. 236. Схема распределения аллювиальных фаций. По Е. Шанцеру

1 — перлювиальные отложения; 2 — русловые отложения; 3 — пойменные отложения; 4 — пролювий; 5 — направление смещения русла; П — пойма; ПВ — прирусловый вал, ПО — прирусловая отмель, Б — бечевник

паводков, перекрывающим разнозернистые русловые отложения. Более грубый материал отлагается в узкой зоне прируслового вала. В пойменных фациях россыпи, как правило, не образуются.

Сформированные в определенной фациальной обстановке россыпи так же, как и заключающие их обломочные отложения, в дальнейшем могут подвергаться эпигенетическим преобразованиям.

В стадию диагенеза происходит литификация осадков и преобразование их в прочную породу. Это превращение сопровождается дегидратацией осадков, их цементацией, раскристаллизацией осадочных гелей, выпадением из поровых растворов таких минералов, как марказит, пирит, анкерит, гидрогётит, пиролюзит, барит, халцедон, опал, гипс. Более глубокое диагенетическое изменение сказывается на регенерации обломков, обрастании их материалом того же состава в виде правильных гомосековых оболочек или более сложных вторичных скорлуп (А. Кухаренко).

Геоморфологический фактор. Россыпи, приуроченные к различным геоморфологическим элементам речных долин, каскадом спускаются от их водоразделов к руслу реки (рис. 237). На водораздельных плато располагаются делювиальные россыпные месторождения. По склону коренных пород протягиваются шлейфы элювиальных россыпей. У подножия склона, на прислоненной части верхней террасы, могут находиться россыпи пролювия. Ниже господствуют аллювиальные россыпные месторождения. В террасах могут находиться россыпи предыдущих эрозионных циклов, в отложениях долины, ниже пойменных осадков, располагаются долинные россыпи, в донных осадках реки — русловые, а на прирусловых отмелях — косовые россыпи (рис. 238).

Формирование всех этих классов россыпных месторождений связано с эрозионной деятельностью реки, вырабатывающей свой равновесный продольный и поперечный профиль. Эрозионный цикл распадается на три стадии: 1) раннюю, или юную, 2) среднюю, или зрелую, и 3) позднюю, или дряхлую.

В юную стадию при крайне неравновесном продольном профиле реки происходит в основном интенсивное углубление ее русла. Река течет в узких порожистых и водопадистых ущельях, имеет крутой уклон, обладает быстрым течением, пропиливающим свое русло. В эту стадию преобладает снос речных отложений предыдущего цикла, подхватываемых потоком обломочных масс склонов и размываемых рекой коренных пород. Такая обстановка неблагоприятна для образования россыпей.

В зрелую стадию осуществляется разработка речной долины при преобладающей боковой эрозии. Река извивается, меандрирует, подмывает берега, сортирует свои осадки. Эти условия оптимальны для создания речных россыпных месторождений.

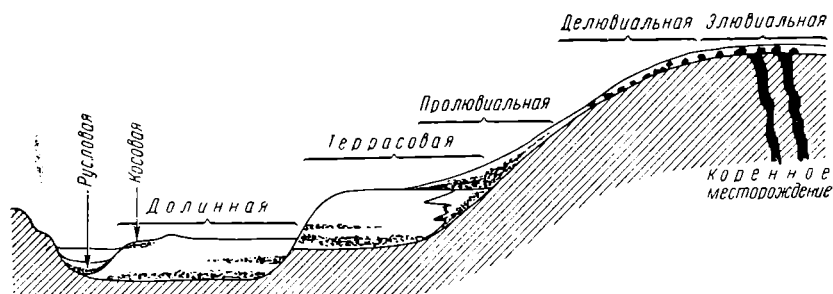


Рис. 237. Схема размещения россыпных месторождений различных классов и подклассов в поперечном сечении речной долины

В дряхлую стадию, с отработанным продольным профилем реки на выровненной местности, эрозионная деятельность предельно снижается. Только паводковые воды осуществляют некоторый снос глинистой фракции речных осадков, не влияя при этом на образование россыпей.

При повторяющихся эрозионных циклах происходит переработка речных отложений предшествующего цикла вместе с заключенными в них россыпями, приводящая обычно к выносу значительной массы «пустых» осадков и обогащению вновь формирующихся россыпей ценными минералами. Таким способом образуются наиболее значительные россыпи.

Выработка продольного равновесного профиля реки, как правило, начинается от ее устья при постепенном распространении к истокам. При этом разные части речной системы оказываются в различных стадиях эрозионного цикла. В соответствии с этим в бассейнах рек, вырабатывающих свой профиль, выделяются четыре зоны (Ю. Билибин): 1) зона зрелых долин нового цикла, приходящаяся на нижнее течение реки; 2) зона расширения долин, расположенная выше по течению реки и ее притоков; 3) зона углубления долин, находящаяся еще выше; 4) зона зрелых долин старого эрозионного цикла, охватывающая истоки рек (рис. 239).

В зоне зрелых долин нового эрозионного цикла могут быть долинные и иногда террасовые россыпи ценных минералов, выдерживающих дальний перенос; в общем это территория россыпных месторождений.

Зона расширения долин обычно бывает наиболее продуктивна для россыпей. В ней могут находиться россыпи всех подклассов аллювиального класса.

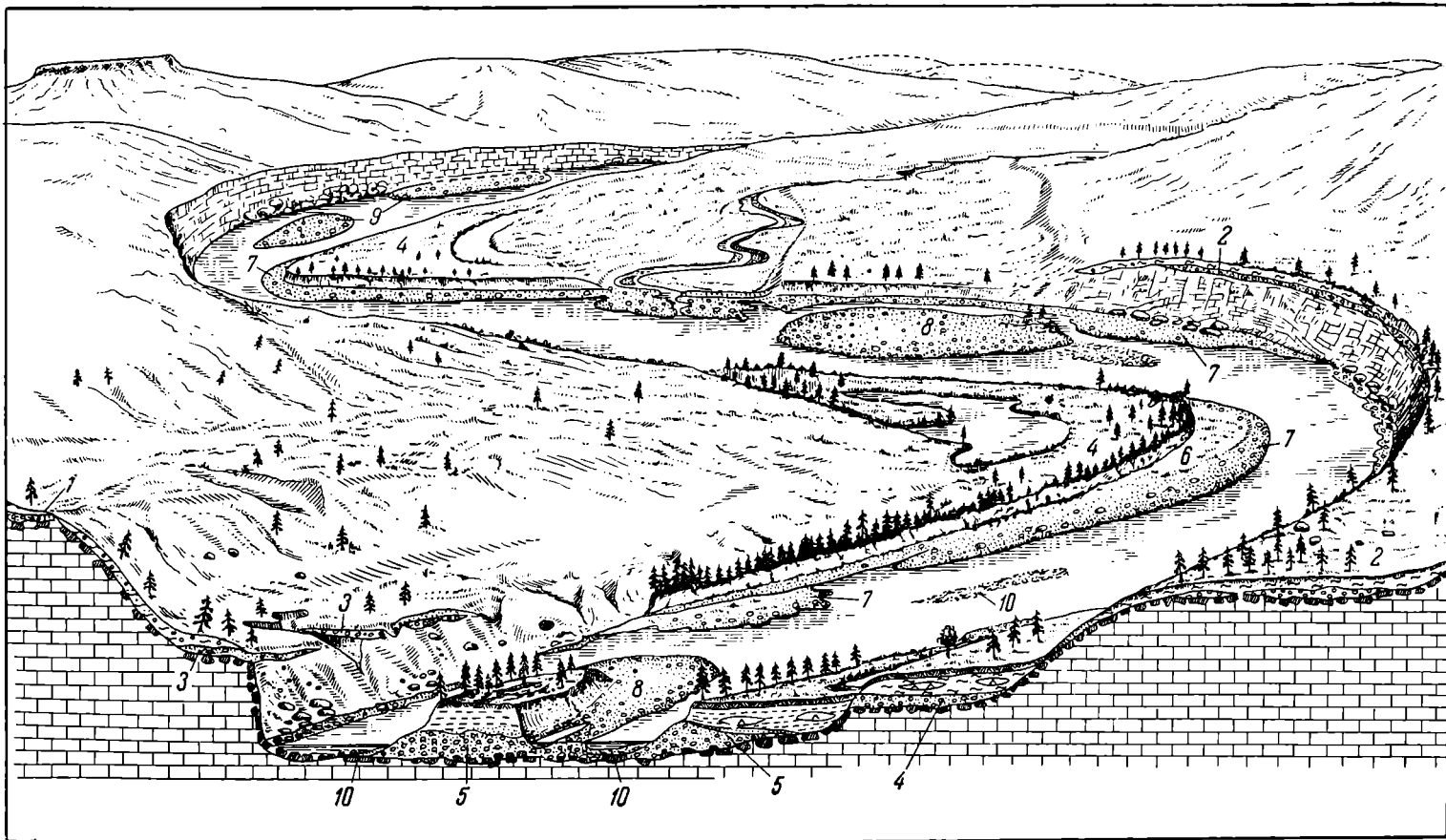


Рис. 238. Геоморфологическая схема долины р. Мархи в районе россыпи «Верхние острова». По А. Бобривичу

Террасовые россыпи: 1 — 5-й террасы; 2 — 4-й террасы; 3 — 3-ей террасы; 4 — 2-ой террасы; 5 — 1-ой террасы. Долинные россыпи: 6 — пойменные; 7 — береговых отмелей, береговых валов, бечевников; 8 — шлейфовые размывы террасовых останцов; 9 — намытых кос, островов, отмелей; 10 — собственно русловые

Зона углубления долин в общем случае может содержать только террасовые россыпи.

Зона зрелых долин старого эрозионного цикла характеризуется небольшими, но иногда богатыми, преимущественно русловыми и долинными, россыпями вершин и отвешков рек.

Приведенную геоморфологическую зональность распределения речных россыпей можно рассматривать как принципиальную, но достаточно схематичную. Отклонения, нарушающие эту общую схему, обуславливаются различной крепостью пород, пересекаемых реками; всяким характером маломощных притоков крупных рек, обгоняющих в выработке профиля свои притоки; местным пониженным базиса эрозии и другими причинами.



Рис. 239. Геоморфологическая зональность

I — зона зрелых долин нового цикла; II — зона расширения долин; III — зона углубления долин; IV — зона зрелых долин старого цикла

Геоморфологический анализ имеет значение не только для определения условий образования юнчетвертичных россыпей, но также для понимания обстановки формирования и сохранения древних россыпных месторождений. Так, И. Рожков выделяет на Урале четыре геоморфологические зоны:

1) зона преобладающей эрозии на древней выровненной поверхности водоразделов, покрытой мощной мезозойской корой выветривания, с распространением россыпных месторождений мезозойского, третичного и четвертичного возрастов;

2) зона интенсивной денудации и глубокого эрозионного среза на склонах без значительных россыпей;

3) зона преобладающей денудации и менее глубокого эрозионного среза предгорий с локальными россыпями;

4) зона преобладающей аккумуляции прилегающей низменности, в которой россыпи практически отсутствуют.

Благоприятными геоморфологическими условиями для образования прибрежных россыпей являются: общая расчлененность рельефа побережья, молодость речной сети, небольшое протяжение многочисленных рек, отличающихся узкими долинами, затрудняющих формирование аллювиальных россыпей и способствующих быстрейшему выносу обломочного материала в море.

Тектонический фактор. Для создания и сохранения россыпей имеют значение тектонические движения, предшествующие, сопровождающие и последующие по отношению ко времени их образования. Во всех случаях особенно важны перемещения крупных блоков по региональным сбросам.

Во время, предшествующее созданию россыпей, по таким сбросам выдвигаются блоки пород и коренных месторождений, подставляющие свои бока выветриванию, разрушению, размыву, сносу и являющиеся источником обломочных масс различного генезиса, с заключенными в них россыпями.

В процессе формирования аллювиальных россыпей крупноблоковые тектонические перемещения обновляют базы местной и генеральной эрозии, создавая условия для повторных циклов эрозионной деятельности, вследствие которых формируются богатые россыпи, возникающие от многократного перемыва речных осадков. Повторение тектонических движений приводит к повторяемости эрозионно-аккумулятивных циклов и возникновению россыпей все более и более молодого возраста.

Например, по Н. Лебедевой, на Дальнем Востоке формирование рыхлых отложений в течение верхнетретичного и четвертичного времени происходило под воздействием вертикальных тектонических движений. Эти движения в разные эпохи неоген-четвертичного времени проявились с различной амплитудой и знаком. Намечаются две эпохи интенсивных тектонических поднятий, размыва, отложения грубообломочных толщ и формирование россыпей: 1) плиоценового (суйфунского) и 2) средневерхнетчетвертичного (верхнеханкайского) времени. Первой эпохе соответствует образование водораздельной поверхности, а второй — поверхности выравнивания, отвечающей уровню третьей террасы.

Наряду с этими эпохами воздымания отчетливо выделяются две эпохи с преобладанием тектонического погружения и отложения тонких, глинистых осадков: 1) верхнеолигоценного — миоценового и 2) верхнеплиоценового или нижнетчетвертичного (нижнеханкайского) времени.

Такого же рода движения могут привести к плавному подъему морских берегов и замедленному или полному прекращению отложения ценных минералов на их пляжах. Или, наоборот, к медленному погружению берега, постепенному наступлению фронта абразии и следующей за ним линии накопления прибрежных россыпей.

С высоко выдвинутых после образования россыпей тектонических блоков, россыпи могут быть полностью удалены денудацией, а в низко просевших блоках — перекрыты мощными толщами молодых осадков и запечатаны на большой глубине.

Климатический фактор. В высоких широтах субарктической зоны происходит интенсивное физическое разрушение коренных пород в деятельной зоне, расположенной между дневной поверхностью и верхней границей вечной мерзлоты. Вместе с тем химическое выветривание здесь резко затормаживается и кора выветривания не образуется.

В связи с этим, согласно Н. Шило, в субполярных областях в массах обломочного материала склонов не происходит высвобождения ценных минералов и они не образуют существенных элювиальных и делювиальных россыпей. Обломочный материал в этих условиях разрушается в основном механически речными потоками с высвобождением ценных минералов и образованием речных россыпей в тех участках реки, где начинается грануляция аллювия, и иногда удаленных на значительное расстояние от коренных источников.

В климатической обстановке средних широт уже возникают условия, более благоприятные для образования россыпей склонов и питания рек не только грубообломочным материалом, но и частично гранулированной массой с высвобожденными зернами ценных минералов.

Наиболее совершенные условия свойственны климату субтропического и тропического пояса с его идеальной корой выветривания, питающей огромными массами легкосортируемого материала прибрежные части озер и морей.

Гидрографический фактор. Лучшие условия для формирования россыпей возникают в реках с неравномерным внутригодовым распределением

массы воды, вследствие которого чередование в прохождении малых и больших количеств воды резко меняет скорость потока в течение года, способствуя перемыву речного материала и формированию россыпных месторождений. Наиболее благоприятно для образования россыпей сопряжение притоков под крутым и встречным углом, создающее торможение в движении воды в месте впадения притока в реку.

Геологический возраст. Наиболее распространены современные юнотчетвертичные россыпи всех генетических классов. Широко известны также верхне-, средне- и нижнетчетвертичные россыпные месторождения, зафиксированные в морских и речных террасах, а также в отложениях четвертичных палеорусел. Затем, чем далее в глубь веков, тем россыпи выявляются все реже и реже. Среди них все менее отмечаются сравнительно небольшие речные месторождения и обнаруживаются лишь относительно крупные древние дельтовые и морские образования.

В толщах третичной системы известны аллювиальные и прибрежные морские циркон-рутил-ильменитовые, а также лейкоксеновые россыпи олигоцен — миоцена Приднепровья, олигоцена Зауралья, Сибири и Казахстана, палеоцена Салаира; плиоценовые аллювиальные золотые и платиновые россыпи Урала, золотые россыпи Восточного Забайкалья, Салаира, Дарваза, Алдана и Балея; неогеновые алмазы и делювиальные россыпи горного хрусталя миоценового возраста Урала.

В меловых осадках находятся циркон-ильменитовые прибрежные морские россыпи Украины и кийской свиты Сибири, а также аллювиальные золотые россыпи Зеи, Хингана, Кузнецкого Алатау и Восточного Забайкалья. В юрских толщах известны золотые россыпи Урала, Байкало-Витимского нагорья и Енисейского кряжа, ильменита Воляни, а также лейкасовые россыпи алмазов Якутии.

Еще более редкими оказываются россыпи палеозойской группы. Их примером могут служить находки алмазов в пермских конгломератах Якутии, наличие золота в конгломератах того же возраста Северного Урала, Северного Кавказа и Восточной Тувы. В осадках каменноугольного возраста отмечены россыпное золото в Кузнецком Алатау, ильменитовые пески в Казахстане и Воронежской области. В горизонтах кварцевых песков девона западного склона Урала и Тимана зафиксированы слабометаморфизованные рутиловые и ильменит-лейкоксеновые россыпи. Еще более древние и интенсивно метаморфизованные россыпи титана и циркония уже рифейского и протерозойского возраста известны в метаморфических сланцах Башкирского поднятия.

Некоторые геологи относят к метаморфизованным древним дельтовым россыпям крупные золото-урановые месторождения Витватерсранда в Южной Африке и аналогичные урановые месторождения Бланд Ривер в Канаде, залегающие в виде пластов конгломератов среди терригенных пород протерозоя.

Связь с другими генетическими группами. Россыпи образуют достаточно независимую группу месторождений полезных ископаемых. Однако своими коренными источниками они часто связаны с эндогенными, преимущественно пегматитовыми и гидротермальными образованиями. Кроме того, в седиментационных речных, прибрежно-озерных и морских фациях они сближаются с осадочными месторождениями.

ЭЛЛОВИАЛЬНЫЕ, ДЕЛЛОВИАЛЬНЫЕ И ПРОЛЛОВИАЛЬНЫЕ РОССЫПИ

Элювиальные россыпи. Их контуры примерно отвечают площади распространения коренных источников. Они состоят из крупнообломочного несортированного материала, содержание ценного минерала в котором в общем близко к его концентрации в коренном источнике. Оно иногда

несколько повышается за счет вымывания дождевой водой рыхлых продуктов физического и химического выветривания. Элювиальные россыпи могут быть открытыми и представлять развалы коренных пород. Иногда они перекрываются плащом «пустых» обломочных осадков или почвой и дерном. Наиболее благоприятно для создания элювиальной россыпи образование на месте разрушающегося коренного тела прогиба местности и заполнение этой депрессии обломками. Примером таких россыпей могут служить россыпи алмазов материковой части Танзании, где в депрессиях над выходами легковетривающихся кимберлитовых трубок возникали богатые алмазами остаточные щебнево-глинистые россыпи (рис. 240).

Размеры элювиальных россыпей целиком определяются площадью коренных месторождений.

Практическое значение элювиальных россыпей по сравнению с делювиальными и особенно пролювиальными, аллювиальными и латеральными — небольшое.

Известны элювиальные россыпи золота, находящиеся во многих странах, знамениты элювиальные россыпи

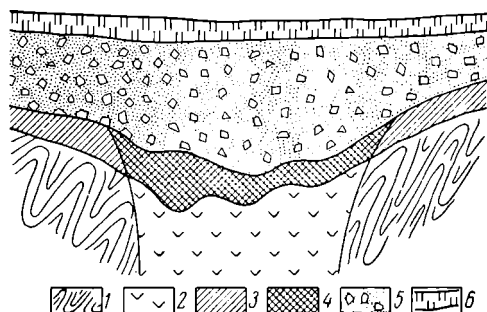


Рис. 240. Элювиальная россыпь алмазов трубки «Мабука», Танзания (в поперечном разрезе). По У. Битцу

1 — серицитовые сланцы; 2 — кимберлит; 3 — элювий; 4 — алмазопосный элювий; 5 — фаэнгломерат; 6 — почвенный покров



Рис. 241. Рудные струи делювиальной россыпи (в плане)

1 — коренные жилы; 2 — делювиальная россыпь

алмазов Якутии и Южной Африки, можно отметить платиновые россыпи Урала, баделитовые россыпи Бразилии, касситерито-колумбитовые россыпи Малайи, Индонезии, Забайкалья и ряда других территорий.

Делювиальные россыпи. Контуры делювиальных россыпей, формирующихся под воздействием вековых гравитационных смещений рыхлого обломочного материала, вытянуты вниз по склону. Их вершина связана с коренным источником, а фронтальная часть делювиального шлейфа может достигать подножия склона, переходя здесь в пролювиальную россыпь. Такие россыпи имеют длину несколько десятков — первые сотни метров, редко более. Распределение ценных минералов в них неравномерное; оно богаче в вершине россыпи. По направлению к низу обычно происходит постепенное разубоживание за счет смеси обломков, содержащих ценный минерал, с дресвянистой массой «пустых» пород и планомерного истирания ценных минералов. Так, по К. Рейборну и Г. Мильнеру, содержание вольфрамита в делювиальной россыпи при перемещении на 400 м от коренного источника уменьшается более чем в 24 раза. По мере продвижения вниз по склону тяжелые обломки с ценными минералами начинают

сепарироваться в продольных ложбинах склона и делювиальная россыпь разбивается на струи (рис. 241).

Формирование делювиальных россыпей осложняют процессы солифлюкции, приводящие, по С. Бочу, к перемещению обломочной массы на значительное расстояние даже на пологих склонах всего в 3—5° и образованию сложных многоярусных месторождений.

Делювиальные россыпи, так же как и россыпи элювия, могут быть открытыми или перекрытыми слоем наносов и пластом почвы. Примерами их могут служить россыпи золота, известные в ряде золотоносных провинций, а также россыпи алмазов в Африке и Якутии, горного хрусталя на Урале, касситерита и вольфрамита в Забайкалье, корунда в Казахстане, валунчатых железных руд на Урале. Среди делювиальных россыпей изредка встречаются существенные месторождения, но в целом они уступают промышленному значению аллювиальных россыпей.

Пролювиальные россыпи. Этот тип россыпей формируется в комплексе рыхлых отложений, накапливающихся у подножия гор вследствие смывания временными потоками обломочного материала склонов. Для них характерны конусы выноса, которые могут слиться в непрерывную полосу, окаймляющую подошву гор и называемую пролювиальным шлейфом. Обломочный материал пролювиальных шлейфов слабо окатан и плохо сортирован. Россыпи этого типа редкие. Их примером могут служить алмазная россыпь Лзембе-Чиумбе в Африке, а также древне-четвертичная монацитовая россыпь Сибири. В пролювии из-за плохой сортировки обломочного материала редко встречаются промышленные месторождения, хотя некоторые из них достигают крупных размеров.

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ РОССЫПИ

Строение россыпей. В классе аллювиальных россыпей выделяются подклассы: косовой, русловой, долинный, террасовый и дельтовый.

Косовые россыпи приурочены к отложениям фации прирусловых отмелей и формируются в речных излучинах намывных берегов, во внутрирусловых отмелях (осередки), в галечных шлейфах островов и в отложениях проток. Все они приурочены к речным отложениям высокой воды, распределяются в виде частых, но мелких линзовидных скоплений тонкозернистых минералов, часто пластинчатой формы, в верхней части песков и галечников. Они подвержены легкому размыву, могут сформироваться в один сезон и полностью смыться в следующий паводковый сезон. Практическое значение их небольшое.

Дельтовые россыпи относятся к переходным от речных к прибрежно-морским. В дельтовой фации элювия иногда накапливается тяжелая фракция ценных минералов, обычно в виде мелких спорадических струй тонкозернистого состава. Примером их могут служить промышленные месторождения золота в Новой Зеландии, платины в Британской Колумбии, ильменита в устье Нила и др.

Все остальные разновидности речных отложений тяготеют к донным частям долинного элювия. Они разделяются на россыпи простые, с одним горизонтом ценных минералов, и сложные, с двумя или несколькими горизонтами скоплений полезных минералов.

В поперечном сечении аллювиальных россыпей выделяются (рис. 242): 1) плотик, 2) пески, или пласт, 3) торфа, 4) почвенный слой (во всех разновидностях, кроме русловых).

Плотик бывает коренной и ложный. Коренной плотик сложен коренными породами дна речной долины, состав и строение которых имеет огромное значение в формировании россыпей. С этой точки зрения могут быть выделены три категории коренных плотиков: 1) ровный и гладкий, 2) волнистый, 3) ребристый (рис. 243).

Ровный и гладкий плотик образуется при разработке русла в массивных породах. Он не благоприятствует концентрации россыпей.

Волнистый плотик возникает в неравномерно размываемых породах и отличается наличием выступов и углубления речного ложа, способствующих развитию турбулентного движения потока, вихревых возмущений у его дна и неравномерному, гнездовому, иногда очень мощному накоплению ценных минералов. Крайней разновидностью волнистого

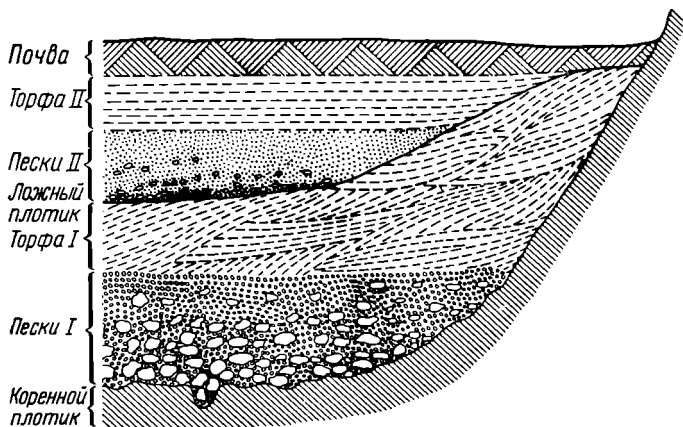


Рис. 242. Схема строения аллювиальной россыпи в поперечном разрезе

плотика может служить раскарстованный плотик карбонатных пород, сложноочерченные промоины которого улавливают крупные массы ценных минералов.

Ребристый плотик возникает, когда река размывает сланцы, тонконапластованные или густотрещиноватые породы. Особенно благоприятно для образования россыпных месторождений встречное положение камен-

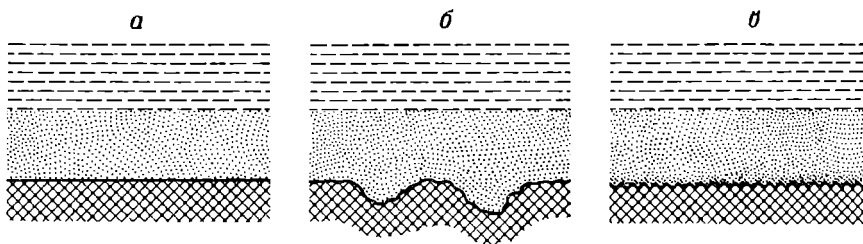


Рис. 243. Схема строения россыпей с коренным плотиком разного типа

а — гладкий; б — волнистый; в — ребристый

ной щетки дна реки, способствующее появлению протяженных и богатых россыпей. При этом часть минералов может забиваться в расщелины ребрика, проникая иногда на глубину в первые десятки сантиметров.

Ложный плотик подстилает верхние залежи сложных россыпей. Такие сложные россыпи могут образоваться при попеременном отложении металлоносных песков и торфов, обусловленном чередованием длительных периодов размыва и накопления осадков (рис. 244). Обычно ложный плотик слагается глиной, находящейся в кровле нижерасположенного пласта.

Пески состоят из валунно-галечных отложений, содержащих в качестве связующей массы ту или иную примесь песчаного и глинистого материала. В них концентрируется основная масса тяжелых минеральных частиц, образуя так называемый «пласт».

Торфа представляют собой песчано-глинистые осадки, иногда с линзами галечника, чаще всего относящиеся к фации прирусловых отмелей, обедненные тяжелыми минералами; граница между торфами и песками обычно постепенная.

Погребенные россыпи возникают в случае их перекрытия какими-либо более молодыми породами, образование которых не является неразрывно связанным с процессом образования самой россыпи (рис. 245). Среди пород, перекрывающих россыпи и превращающих их в погребенные, могут быть: 1) морские и озерные, 2) аллювиальные, 3) пролювиальные, 4) ледниковые, 5) эоловые, 6) вулканические (покровы лав и пещлов).

Распределение ценных минералов. Аллювиальные россыпи могут начинаться непосредственно от их коренных источников, когда в речные отложения поступает хорошо гранулированный материал глубоко проработанной коры выветривания (см. рис. 152). При формировании россыпи за счет перемалывания крупнообломочного материала речным потоком

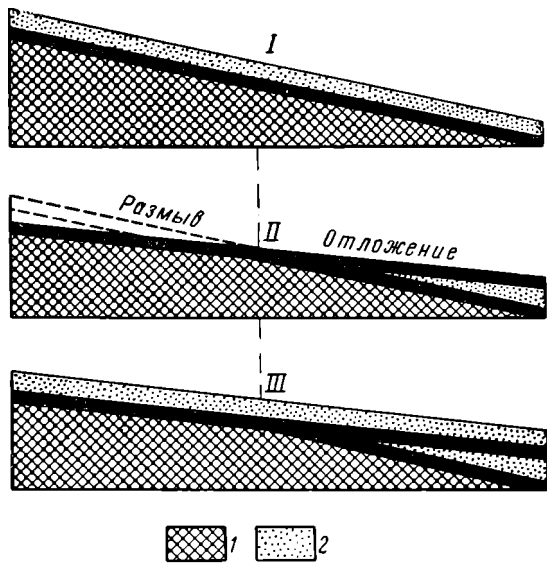


Рис. 244. Схема образований сложной россыпи при перемыве простой россыпи
1 — плотик; 2 — пески

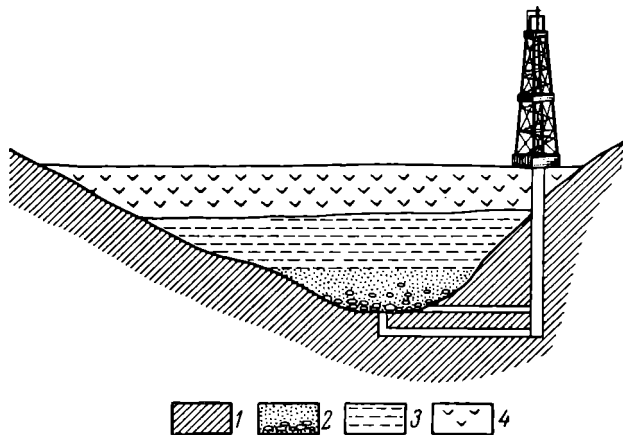


Рис. 245. Поперечный разрез погребенной под покровом базальта аллювиальной россыпи Виктории в Восточной Австралии. По Ю. Вилибину
1 — коренные породы; 2 — россыпь; 3 — торфа; 4 — базальт

и освобождения ценных минералов на некотором этапе их пробега, россышные месторождения не приключаются непосредственно к коренным источникам.

От своей вершины, или головы, россыпь вытягивается вниз по течению до своего окончания на разное расстояние, в зависимости от гидрологического режима, богатства коренного источника и поведения зерен

и сростков ценных минералов в речном потоке. При прочих равных условиях далее всего распространяются наиболее легкие и прочные зерна алмазов, иногда транспортирующиеся рекой более чем на 10 км. Известны достаточно протяженные россыпи золота и платины, прослеживающиеся до 10 км. Значительно более короткие россыпи образуют вольфрамит и касситерит, менее прочные зерна которых не выдерживают длительного переноса и размалываются в пыль; однако и эти россыпи могут протягиваться на километры. Минимальное расстояние выдерживают шеелит и киноварь, обычно измельчающиеся на расстоянии нескольких сотен метров от места вхождения их в поток в свободном состоянии.

Ценные минералы почти никогда не распределены в пласте равномерно. В соответствии с неравномерно струйчатым распределением скоростей в турбулентном речном потоке, фракции аллювия по весу и размеру частиц (в том числе и фракция ценных минералов) выполняют ложе реки в виде прерывистых продольных узких полос, обуславливая струйчатый характер скоплений ценных минералов в россыпях.

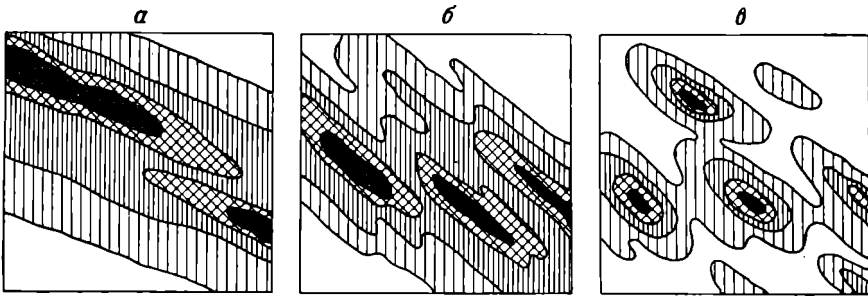


Рис. 246. Распределение ценных минералов в аллювиальной россыпи
 а — хорошо выдержанная; б — выдержанная; в — невыдержанная россыпь

Аллювиальные месторождения разнообразных полезных ископаемых по степени выдержанности продуктивного горизонта и распределению в нем ценных минералов принято разделять на хорошо выдержанных, выдержанные и невыдержанные (рис. 246).

Х о р о ш о в ы д е р ж а н н ы е россыпные месторождения характеризуются более или менее равномерным распределением ценного минерала, относительно постоянной мощностью пласта и сравнительно ровным плотиком с незначительным уклоном. Продуктивный горизонт (пески) по своему литологическому составу отчетливо ограничивается от вышележащих осадков (торфов). К этому типу относятся русловые, долинные и террасовые россыпи крупных рек с хорошо разработанной долиной.

В ы д е р ж а н н ы е по ширине и длине россыпные месторождения, с менее равномерной концентрацией ценных минералов, обычно характеризуются неровным плотиком с крутым уклоном. Пласт по своему литологическому составу не всегда отличается от вышележащих осадков и оконтуривается по данным опробования. Зерна ценного минерала имеют различную степень окатанности, часто встречаются самородки, крупные кристаллы и сростки. К этому типу принадлежат россыпи средних размеров речных долин и ключей (рис. 247).

Н е в ы д е р ж а н н ы е россыпи отличаются прерывистым, гнездовым, распределением ценного минерала, иногда образующего богатые локальные скопления («фартовое золото»). Они выделяются по невыдержанной мощности песков и торфов, по изменчивой ширине россыпи. Пласт или отдельные гнезда ценных минералов устанавливаются только по данным опробования при разведке или во время эксплуатации. Плотик россыпи обычно бывает неровным, с крутым падением, частыми промоинами и разделяющими их выступами. Зерна ценных минералов неровные

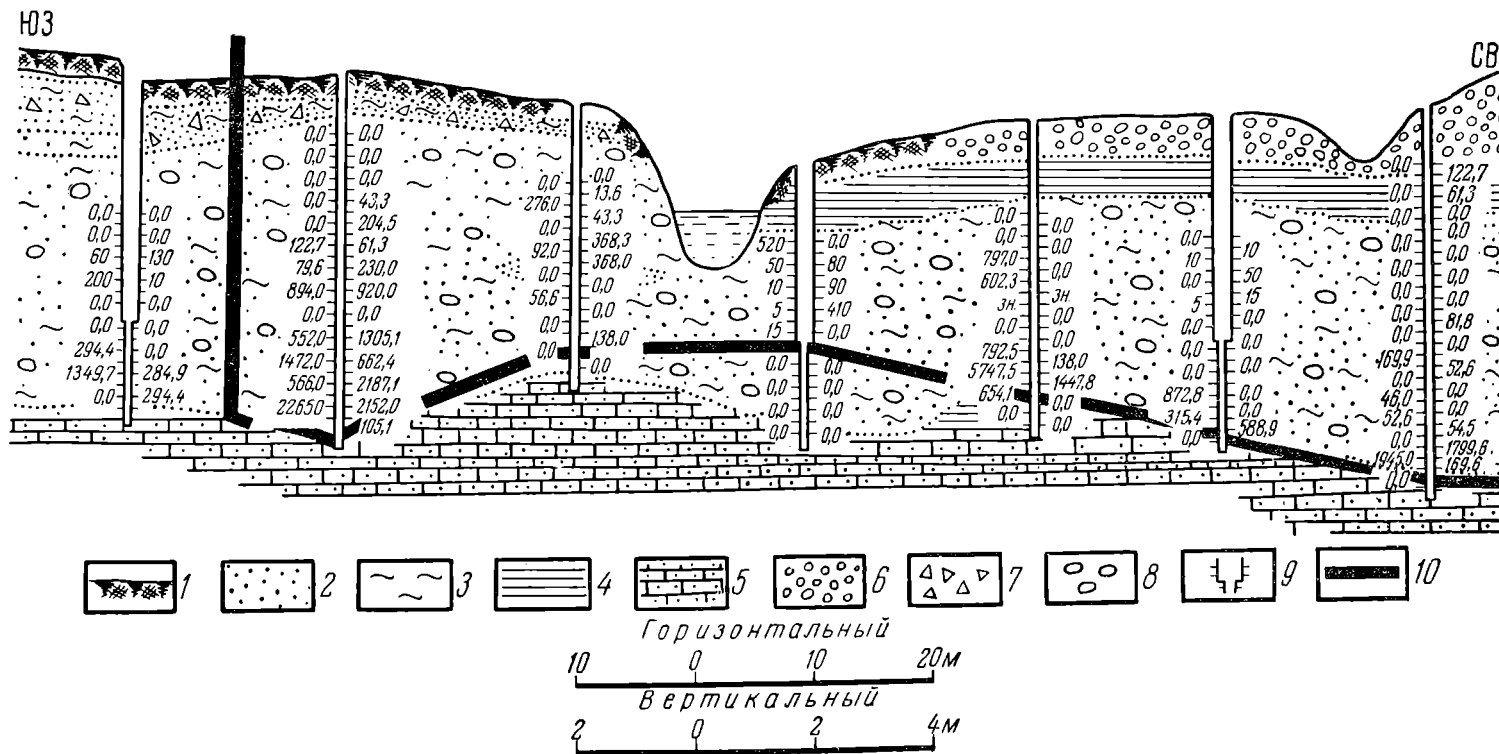


Рис. 247. Поперечный профиль части выдержанной россыли золота

1 — растительный слой; 2 — песок; 3 — глины; 4 — суглинок; 5 — песчаник; 6 — галечник; 7 — щебень; 8 — валуны; 9 — шурф-скважина (поперечные черточки — места отбора проб, цифры против них — содержание золота); 10 — контур отработки

по размерам, плохо окатаны; часто встречаются крупные кристаллы и самородки; обычны сростки с другими минералами. К этому принадлежат россыши мелких ключей, логов и распадков, а также большинство делювиальных и элювиальных россышей (рис. 248).

Среди аллювиальных россышей известны различные, в том числе и крупные месторождения. Так, например, запасы золота в больших современных россыях достигают десятков тонн при содержании его от нескольких граммов до десятков миллиграммов на кубический метр песков. Если

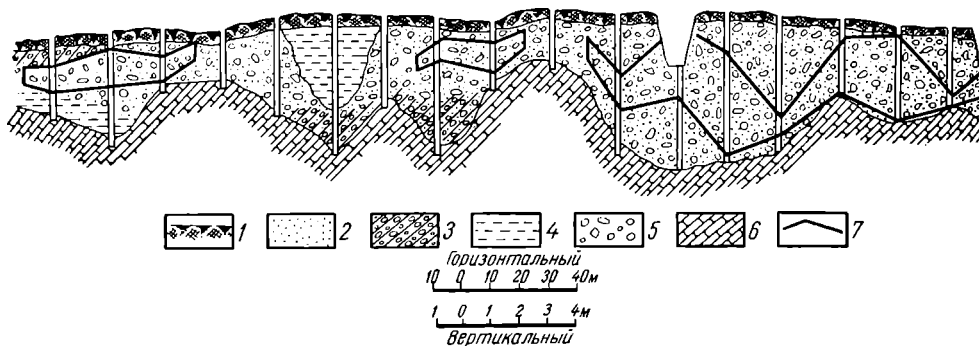


Рис. 248. Поперечный профиль невыдержанной россыши золота

1 — растительный слой; 2 — песок; 3 — супесь; 4 — суглинок; 5 — галька; 6 — коренные породы; 7 — контур промышленной руды

считать, как это полагают некоторые геологи, южноафриканское месторождение Витватерсранд россыпью дельты древней реки, то его запасы, вероятно, измеряются десятками тысяч тонн золота при среднем содержании около 10 г/т. Известны также крупные аллювиальные месторождения платины, алмазов, олова и вольфрама.

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РОССЫШИ

Прибрежные морские и океанические россыши отличаются следующими особенностями (по В. Пятнову):

1) они располагаются узкой полосой между линиями прилива и отлива, а в закрытых бассейнах, где не наблюдается приливов и отливов, в зоне приобья;

2) для них наиболее типичны россыши рутила, ильменита, циркона, иногда касситерита, алмазов, совсем редко золота и платины; содержание этих минералов значительно выше, чем в аллювиальных россыях, и достигает десятков процентов, в отдельных случаях доходя до 60—80% от массы песка;

3) им свойственны хорошо отсортированные, равномернозернистые, обычно тонкозернистые, хорошо окатанные скопления ценных минералов;

4) протяженность таких россыпей может быть очень большой, достигать десятков и даже сотен километров; мощность пластов, обогащенных ценными минералами, даже в наиболее крупных мировых месторождениях редко превышает 1 м;

5) россыши этого класса обычно залегают в самой верхней части песчаных отложений побережья и реже бывают перекрыты маломощным слоем песка (0,5—1,25 м);

6) в поперечном разрезе эти россыши имеют форму узких линз, постепенно выклинивающихся в сторону моря и суши;

7) с ними часто тесно связаны эоловые россыши прибрежных дюн.

Эоловые россыши возникают на открытых прибрежных участках при наличии достаточных масс сухого песка и его пережевывании

ветром, длительное время дующим в одном направлении. Содержание полезных минералов в эоловых образованиях обычно снижается по сравнению с богатыми прибрежными россыпями, но большой объем эоловых песков создает благоприятные условия для их разработки.

Морские и океанические россыпи в основном питаются аллювиальными массами прибрежных рек, менее — делювием морских берегов и еще менее — обломочным материалом разбиваемых волнами коренных берегов. Обломочная масса, поступающая в море, растягивается вдоль берега прибрежными течениями и, дифференцируясь в зоне волнения, образует россыпи.

Прибрежные россыпи достигают значительных размеров. Запасы богатых песков этих россыпей оцениваются в месторождениях Австралии в 40—50 млн. т, запасы тяжелых минералов в наиболее крупных россыпях достигают нескольких миллионов тонн.

Месторождения современных прибрежных россыпей расположены вдоль берегов Австралии, Индонезии, Индии, Африки, Южной Америки и Северной Америки. Ниже приводится несколько примеров прибрежных россыпных месторождений.

Австралия. Наиболее значительные россыпные месторождения сосредоточены вдоль восточного побережья Австралии. Оно сложено древними кристаллическими породами, перекрытыми пресноводными песчаниками третичного возраста и прорванными альпийскими жилами базальта. Считается, что коренными источниками ценных минералов прибрежных россыпей являются все эти три группы пород. Основными путями доставки их в море служат аллювиальные массы рек Кларенсе, Ямба и др. Имеются указания о том, что в конце плейстоцена береговая линия была погружена на 30—50 м, а затем произошло поднятие на 3—4 м. Россыпи прослеживаются с перерывами на 600 км.

Среди них выделяются: 1) прибрежные месторождения в форме линз черных песков шириной в 20—25 м и мощностью до 1 м; 2) береговые дюны высотой до 25 м, вытянутые линиями в полосе шириной до 750 м со спорадическими скоплениями тяжелых минералов; 3) древние «укрепленные» дюны, расположенные между береговыми дюнами и коренным берегом.

Минеральный состав россыпей следующий: кварц (основная масса песков,) циркон, рутил, ильменит (лейкоксенизированный), лейкоксен; в меньшем количестве монацит (содержащий 5—10% тория), гранат, магнетит, хромит, касситерит; местами встречаются золото и платина. Черные пески содержат 30% рутила, 38% циркона, 26% ильменита, 0,5% монацита. Содержание этих минералов в песках береговых дюн не превышает нескольких процентов, а в песках «укрепленных» дюн оно еще ниже.

Индия. Наиболее значительные прибрежные россыпи находятся в южной части полуострова. Преобладающая часть этой территории сложена архейскими гнейсами, чарнокитами и лептитами, по которым развита мощная кора выветривания латеритного профиля. Местность характеризуется сильно расчлененным холмистым рельефом, обусловленным интенсивной эрозией. Эта часть Индостана медленно погружается под уровень океана. Все это привело к образованию значительных россыпных месторождений, среди которых выделяются прибрежные, а также современные и более древние эоловые (дюны) россыпи. Они вытянуты прерывистой полосой длиной в сотни километров вдоль побережья, обогащаясь ценными минералами близ устьев рек. В морских россыпях мощностью от 0,6 до 1,5 м содержится 60—70% ильменита, 8% циркона, 2% монацита, 15% граната, 10% силлиманита. В песках дюн содержание этих минералов меньше.

Бразилия. В этой стране впервые в мире в 1895 г. начали разрабатывать прибрежные россыпи монацита. Они находятся в штатах Эспириту — Санта и Байя. Территория этих штатов сложена гранито-гнейсами

с пегматитами лаврентьевского возраста, содержащими монацит и другие акцессорные минералы. Эти минералы поступают в аллювий прибрежных рек, таких, как Парахиба, Кахи и другие, в океан и концентрируются в береговых отложениях. Общая протяженность прибрежной полосы с отдельными обогащенными участками более 200 км. Длина обогащенных участков колеблется от 200 до 1000 м при ширине от 6 до 22 м и мощности от 7 до 40 см. Сравнительно недавно произошло поднятие берега примерно на 5 м. Среди месторождений бразильского побережья выделяются россыпи: 1) поднятых берегов, 2) поднятых кос, 3) пляжевые, 4) дюнные, 5) дельтовые.

Содержание тяжелой фракции в песках колеблется в широких пределах, составляя в среднем 32%. Она состоит из ильменита (55%), циркона (25%), рутила (5%), монацита (5%); кроме того, присутствуют турмалин, ставролит, силлиманит, кианит, корунд, шпинель; местами содержание монацита более высокое.

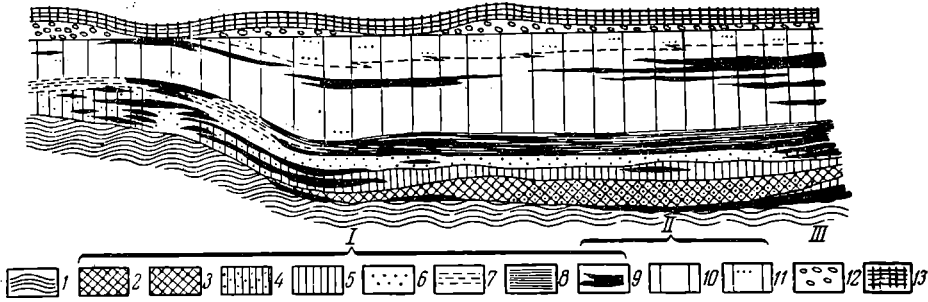


Рис. 249. Схематический разрез продуктивного пласта ископаемой морской россыпи титана девонского возраста (построен на реставрированной поверхности доэйфельского рельефа А. Сушоном)

I — нижняя пачка; II — средняя пачка; III — верхняя пачка;

1 — метаморфические сланцы; 2 — разнозернистые лейкоксен-кварцевые песчаники со значительным участием грубо- и крупнозернистого материала; 3 — разнозернистые лейкоксен-кварцевые песчаники; 4 — преимущественно мелкозернистые лейкоксен-кварцевые песчаники с прослоями и линзами разнозернистых; 5 — преимущественно мелкозернистые лейкоксен-кварцевые песчаники, плохо отсортированные, с отдельными гравийными и крупными зернами кварца, с линзами разнозернистых песчаников; 6 — мелкозернистые лейкоксен-кварцевые песчаники; 7 — переслаивающиеся алевролиты и мелкозернистые лейкоксен-кварцевые песчаники; 8 — переслаивающиеся аргиллиты и алевролиты с линзами мелкозернистых лейкоксен-кварцевых и кварцевых песчаников; 9 — аргиллиты; 10 — мелкозернистые кварцевые песчаники; 11 — мелкозернистые кварцевые песчаники, с прослоями более крупнозернистых и с отдельными гравийными зернами кварца; 12 — полимиктовые и лейкоксен-кварцевые конгломераты, грубо- и крупнозернистые песчаники; 13 — надпластовые аргиллиты

Древние россыпи. Известны ископаемые прибрежно-морские россыпи третичного, мезозойского и даже палеозойского возраста. Их примером могут служить месторождения Среднего Приднепровья. По И. Малышеву, они связаны с прибрежно-морскими фациями полтавского и сарматского ярусов третичной системы и представляют собой пластообразные залежи кварцевых песков, обогащенных лейкоксенизированным ильменитом, рутилом и цирконом, в ассоциации со ставролитом, силлиманитом, дистеном и турмалином. Эти месторождения образовались вследствие размыва, сортировки и переотложения продуктов мезозойской коры выветривания докембрийских метаморфических пород Украинского кристаллического щита. Очень большая мощность рудоносных песков (5—20 м) отличает их от маломощных современных прибрежно-морских россыпей аналогичного состава.

Подобного рода месторождения (рис. 249) известны также на Урале, в Сибири, на Тимане.

ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ РОССЫПИ

Механизм переноса и отложения обломочного материала движущимся льдом не содействует сортировке транспортируемых масс, в связи с чем

концентрация тяжелых минералов в собственно ледниковых отложениях почти никогда не происходит и россыпные месторождения при этих условиях образуются чрезвычайно редко. К ним относятся золотоносные морены Аляски, алмазносные морены штатов Висконсин и Мичиган США, алмазсодержащие предположительно моренные конгломераты докембрийского возраста в округе Диамантина в Бразилии. Лучшие условия для образования россыпей создаются во флювиогляциальных отложениях отступающих ледников. Здесь, за счет перемыва моренной массы водами таящего ледника, иногда возникают более значительные россыпи. К этому подклассу принадлежат флювиогляциальные россыпи золота Новой Зеландии, платиновые россыпи Туламин в Канаде и др.

ЗОЛОВЫЕ РОССЫПИ

Россыпи этого класса, с одной стороны, образуются вдоль морских побережий при перевевании песков прибрежных месторождений, а с другой стороны, в сухих пустынных областях, где процессы дефляции и переноса обломочного материала ветром имеют исключительное значение.

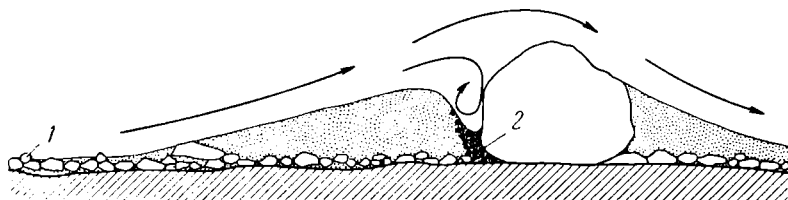


Рис. 250. Схема строения эоловой россыпи алмазов пустыни Намиб в Юго-Западной Африке. По Е. Кайзеру

1 — остаточный щебень выдувания, обогащенный алмазами; 2 — гравийный песок, обогащенный алмазами

В этих условиях они особенно часто возникают в процессе переработки ветром элювиальных, пролювиальных и древних речных масс. Значительные россыпи этого класса формируются в широких дефляционных ваннах, периодически заполняемых пролювием, подвергающимся затем переработке ветром. При физическом и химическом выветривании пролювия и выдувании тонких продуктов выветривания возникают остаточные скопления тяжелых ценных минералов. Более мелкие россыпи приурочены к тыловым шлейфам отдельных дюн, к мелким котловинам и впадинам пустынь. Обычно они представляют собой скопления зерен тяжелых минералов в тонком плаще на поверхности пустынных отложений, часто разбивающимся на отдельные пятна, гнездовые скопления и мелкие струи.

Классическим примером месторождений рассматриваемого типа являются алмазные россыпи каменистой пустыни Намиб в Юго-Западной Африке (рис. 250). Сходные по условиям формирования эоловые россыпи известны во многих других районах пустынного климата — в Казахстане, Китае, Монголии, Австралии и других местах. Практическое их значение, за исключением редких случаев, невелико.

ЛИТЕРАТУРА

- Б и л и б и н Ю. А. Основы геологии россыпей. Изд-во АН СССР, 1955.
 В е л и к а н о в М. А. Динамика русловых потоков. Гостехиздат, 1955.
 Г о н ч а р о в В. Н. Движение наносов в равномерном потоке. ОНТИ, 1938.
 З е н к о в и ч В. П. Основы учения о развитии морских берегов. Изд-во АН СССР, 1962.
 К и н г К. А. М. Пляжи и берега. Изд-во иностр. лит., 1963.
 К у х а р е н к о А. А. Минералогия россыпей. Госгеолтехиздат, 1961.
 Л е о н т ь е в О. К. Основы геоморфологии морских берегов. Изд-во МГУ, 1961.

М и р ч и н к С. Г. Роль молодой тектоники в пространственном размещении золотоносных россыпей. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», вып. 4, россыпи. Госгеолтехиздат, 1960.

Н и к и ф о р о в а К. В. Некоторые закономерности размещения россыпных месторождений в платформенных формациях. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», вып. 4, россыпи. Госгеолтехиздат, 1960.

П я т н о в В. И. Условия образования прибрежных морских россыпей. «Разведка и охрана недр», 1956, № 5.

Р о ж к о в И. С. Основные факторы образования россыпей и характеристика их типов. «Разведка и охрана недр», 1955, № 4.

Т р о ф и м о в В. С. Генетические типы россыпей и закономерности их размещения. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», вып. 4, россыпи. Госгеолтехиздат, 1960.

Ш а м а н с к и й Л. И. Геология россыпей. ГОНТИ, Рязань, 1931.

Ш а н ц е р Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Изд-во АН СССР, 1951. (Тр. ИГН, вып. 135, серия геол., № 55.)

Ш и л о Н. А. Особенности образования россыпей в зоне развития вечной мерзлоты. «Сов. геология», 1956, сб. 53.

Ш и л о Н. А. Геологическое строение и коренные источники Яно-Колымского пояса россыпной золотоносности. Магадан, 1960. (Тр. ВНИИ-1, вып. 63.)

S a v a g S. N. Nature and origin of Central Idaho blacksands. Economic Geology, No. 4, 1960.

Глава двенадцатая
ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Литологическая теория призвана служить
нуждам геологоразведочного дела.

Н. Страхов, 1952

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Осадочными называются месторождения, возникшие в процессе осадконакопления на дне водоемов. По месту образования они разделяются на речные, болотные, озерные и морские; среди последних различают континентальные (платформенные) и геосинклинальные. По характеру осадконакопления в группе осадочных месторождений выделяют три класса: 1) механических, 2) химических и 3) биохимических осадков. Тела полезных ископаемых этой группы залегают согласно с вмещающими их осадочными породами, обычно занимают строго определенную стратиграфическую позицию и имеют форму пластов, иногда плоских линз. Лишь вследствие метаморфизма и тектонических движений они могут быть деформированы и приобрести более сложные очертания.

Осадочные месторождения, особенно морские, как правило, имеют крупные размеры. Отдельные их пласты протягиваются на десятки километров, а свиты пластов на сотни километров и более; мощность пластов может быть различной — от 0,5 м (угли Донецкого бассейна) до 500 м (соли Соликамска).

Минеральный состав определяется тремя группами минералов:

1) устойчивыми при выветривании обломочными минералами, принесенными с континента (кварц, рутил, иногда полевые шпаты, пироксены, амфиболы, слюды и др.);

2) продуктами химического выветривания (каолинит, монтмориллонит, гидрослюда, опал, гидроокислы железа и марганца и др.);

3) осадочными новообразованиями (карбонаты, соли, фосфаты, рудные минералы, кремнистые продукты, углеводородные соединения и др.).

Осадочные месторождения полезных ископаемых имеют крупное промышленное значение. Среди них известны существенные месторождения строительных материалов (гравий, песок, глины, сланцы, известняк, мел, доломит, мергель, цементное сырье, гипс, яшма, трепел), ископаемых солей, фосфоритов, руд железа, марганца и алюминия, а также некоторых цветных и редких металлов (уран, медь, ванадий и др.); к ним принадлежат все месторождения горючих ископаемых — уголь, горючие сланцы, нефть и горючий газ.

Среди многочисленных работ об осадкообразовании в связи с месторождениями полезных ископаемых и об осадочных месторождениях могут быть упомянуты важные труды А. Архангельского, М. Валяшко, Н. Васюевича, И. Губкина, А. Иванова, Н. Курнакова, С. Миронова, Д. Наливкина, Л. Пустовалова, А. Ронова, Л. Рухина, Д. Сапожникова, П. Степанова, Н. Страхова, М. Швецова, А. Яншина и др. геологов. Из зарубежных значительны работы Х. Борхерта (соль), В. Готан, Г. Потанье (уголь), К. Кречиграф, Э. Лиллей (нефть), Н. Хубер (руда) и др.

Физико-химические и геологические условия образования осадочных месторождений полезных ископаемых описаны в основном по Н. Страхову.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

В общем ходе формирования осадочных пород и связанных с ними месторождений полезных ископаемых Н. Страхов (1962) выделяет три стадии: 1) седиментогенеза, 2) диагенеза, 3) катагенеза.

Стадия седиментогенеза. Эта стадия распадается на три этапа: 1) мобилизация вещества в коре выветривания, 2) перенос осадков с водосборной площади, 3) осадкообразование в конечном водоеме стока.

Мобилизация вещества в коре выветривания осуществляется при помощи механической и химической денудации. Масштабы механической денудации в виде смыва рыхлых продуктов оцениваются как по величине ежегодного твердого стока, так и по модулю твердого стока, представляющему собой отношение твердого стока к площади водосборного бассейна.

Масштабы эти грандиозны. Так, например, твердый сток таких рек, как Амазонка, Меконг, Тигр и Ефрат, достигают миллиарда тонн в год, при модуле твердого стока до 1000 т/км^2 ; Ганг выносит каждый год 1,8 млрд. т твердых осадков, при модуле в 1040 т/км^2 . Общее количество взвешенных наносов, выносимых реками со всех континентов, составляет $130 \times 10^8 \text{ т}$ в год. Наиболее интенсивный твердый сток происходит в обстановке жаркого тропического климата между изотермами $+10^\circ \text{С}$, особенно в областях с активным тектоническим режимом. Химическая денудация растворимых веществ развивается примерно пропорционально механической. Общее количество веществ, выносимых реками всего мира в растворенном состоянии, составляет $50 \times 10^8 \text{ т}$ в год.

Перенос осадков с водосборной площади осуществляется в четырех видах: 1) истинных растворов, 2) коллоидных растворов, 3) механической взвеси, 4) волочения по дну.

В виде истинных ненасыщенных растворов мигрируют легкорастворимые соли: NaCl , KCl , MgSO_4 , MgCl_2 , CaSO_4 , CaCl_2 , отчасти органическое вещество в виде гуминовых кислот; в насыщенных растворах рек жаркого климата переносится часть карбонатов и кремнезема (CaCO_3 , MgCO_3 , Na_2CO_3 и SiO_2). В форме коллоидов сносятся соединения железа, марганца, фосфора и так называемых малых элементов (U, Cr, Ni, Co, Cu и др.). Представление о способе их миграции можно составить по железу, которое образует золь $\text{Fe}(\text{OH})_3^{3+}$, защищенный органическим коллоидом или золей SiO_2^{2-} , а также коллоидные комплексы железо-органических соединений. Механическую взвесь речных вод создают главным образом минералы глин, а также часть соединений железа, марганца, фосфора, щелочноземельных карбонатов и малых элементов. Количество последних возрастает по мере увеличения общей массы взвешенного материала. Соотношение между взвешенной и находящейся в коллоидном растворе частью минерального вещества различно для разных элементов и определяется рядом:



Распределение минеральных веществ по формам переноса изображено на рис. 251.

Растворимые соединения практически полностью сносятся в конечный водоем стока, взвешенные и кластические — только частично.

Осадкообразование в конечных водоемах происходит вследствие механических, химико-биологических и химических процессов.

Механический разнос и осаждение взвешенного материала осуществляется совокупным движением воды — волнением, приливо-отливными перемещениями и течениями. При этом крупные частицы осаждаются близ берега в течение нескольких минут, а мелкие уносятся далее с полным

осаждением их в течение тысячелетий. Таким образом, в море осуществляется гранулометрическая сортировка обломочного материала. В прибрежной зоне перемыва и взмучивания накапливается галечник, гравий, песок, а более тонкий материал выталкивается вдаль от берега. В следующей зоне продольных течений осаждаются алевриты с выносом еще более тонких частиц турбулентным движением воды еще далее от берега. Наконец, во внутренней части водоема осаждаются пелиты.

Распределение обломочного материала по зонам, ширина и соотношение последних зависит от геоморфологии дна бассейна и его гидродинамического режима. Механическая дифференциация минеральной массы наилучшая в водоемах с пологим дном и берегами, не испытывающими активного тектонического воздымания.

Химико-биологическая садка происходит из растворов вследствие выборочного освоения морскими организмами определенных элементов и накопления их после отмирания последних. Так формируется основная масса органики, карбонатов, фосфатов и кремнезема. Химическое осаждение при коагуляции коллоидных растворов свойственно железу, марганцу, алюминию, а вследствие коллоидной сорбции — малым элементам. Кроме того, согласно В. Щербине (1956), могут иметь значения реакции гидролиза, окислительно-восстановительные, образования труднорастворимых солей и распада комплексов. Соотношение биологического и химического осаждения изображено на рис. 252.

Порядок осаждения соединений различных элементов в прибрежной зоне морских водоемов зависит от ряда факторов, в том числе от pH и Eh воды.

Кислотность — щелочность морской воды (pH) определяется растворенными в ней солями, представляющими собой соединения сильных оснований со слабыми кислотами, главным образом карбонатами кальция и магния. Окислительно-восстановительный режим определяется в основном содержанием растворенного в морской воде кислорода. Зависимость выпадения гидратов различных элементов от меняющегося значения pH раствора показана на рис. 253.

Совокупное действие pH и Eh морской среды на поля устойчивости химических осадков изображено на рис. 254. На этом рисунке намечены две вертикальные границы, определяющие дифференциацию минерального вещества в зависимости от pH воды, одна горизонтальная, ограничи-

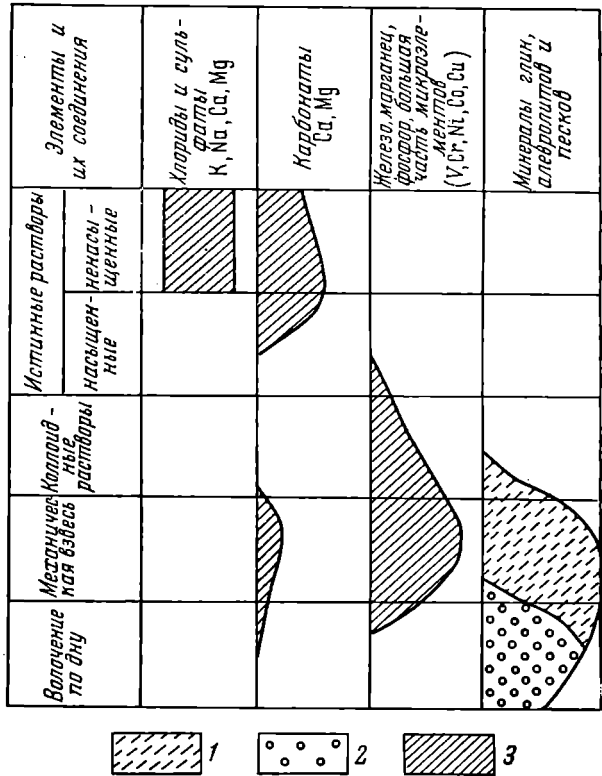


Рис. 251. Формы переноса реками основных компонентов осадков; карбонаты лишь для горных рек в засушливом климате. По Н. Страхову
1 — минералы глины; 2 — минералы песков и обломки пород; 3 — прочие компоненты

вающая отложение органической массы нейтральным значением Eh, и две наклонные, зависящие от комбинированных соотношений pH и Eh и разграничивающие зоны отложения окислов, карбонатов, сульфатов и сульфидов металлов.

Комбинация факторов, регулирующих выпадение различных минеральных соединений по мере удаления от морского берега, определяет их различную геохимическую подвижность. Последняя в свою очередь приводит к последовательному отложению минеральной массы различного состава по мере удаления от берега моря и химической дифференциации морских прибрежных осадков (рис. 255). На рисунке видно, что ранее

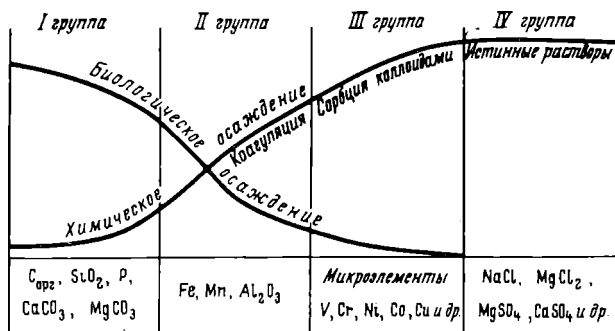


Рис. 252. Схема соотношения биологического и химического осаждения растворенных веществ из водной массы морей. По Н. Страхову (с дополнениями)

других и ближе всего к берегу накапливаются угли, далее располагаются бокситы, затем железные руды, фосфориты, марганцевые руды, а также органогенные известняки и доломиты, еще далее распространяются горючие сланцы и кремнистые осадки, занимающие наиболее широкую зону внутреннего склона шельфа и внутреннюю часть морского бассейна.

Стадия диагенеза. Эта стадия соответствует превращению сильно увлажненного, насыщенного бактериями и малыми компонентами ила в уплотненную породу. Такой процесс протекает на глубине от первых

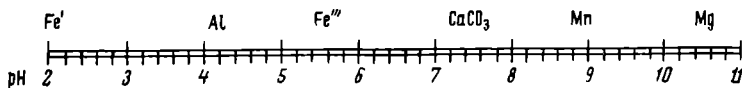


Рис. 253. Порядок выпадения гидратов железа, марганца, магния, алюминия и карбоната кальция при изменении pH раствора. По Г. Бриттону

десятков до первых сотен метров от поверхности осадка. Диагенез сводится к физико-химическому уравниванию неустойчивого и неравновесного первичного осадка в термодинамических условиях придонной части моря. Он распадается на три этапа.

В первый этап окислительного минералообразования в верхней части осадка за счет привлечения кислорода иловых вод возникают конкреции гидроокислов железа и марганца.

Во второй, наиболее важный, этап вследствие активного поглощения организмами свободного кислорода, а затем редукции гидроокислов Fe³⁺, Mn⁴⁺ и сульфатов (SO₄²⁻) среда осадка превращается из окислительной в восстановительную. «Имеющиеся в осадке твердые фазы SiO₂, CaCO₃, MgCO₃, SrCO₃ и других веществ, длительно соприкасаясь с водой, не насыщенной ими, постепенно растворяются, достигая стадии насыщенных растворов. Между катионами, находящимися в поглощенном состоянии

на мицеллах глинистых минералов, и катионами иловой воды происходит обмен, в результате которого меняется состав как илового раствора, так и поглощенных оснований, и многие малые элементы в большей или меньшей степени обогащают иловый раствор. Одновременно разлагается и само органическое вещество, переходя при этом в газы (CO_2 , H_2S , H , N_2 , NH_3 и др.) и воднорастворимые соединения, накапливающиеся в твердой фазе

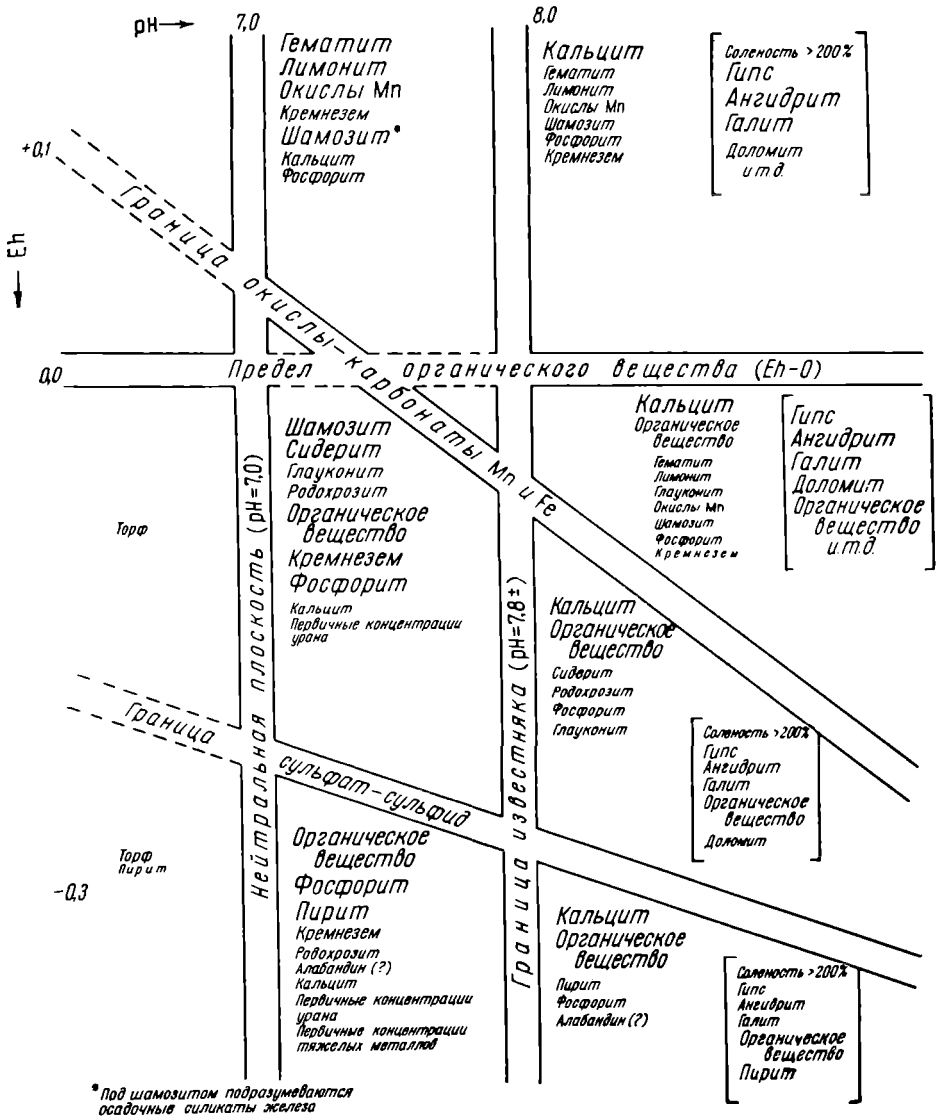


Рис. 254. Конечные ассоциации в химических осадках и характерные для них условия среды в выражениях Eh и pH. По Р. Гаррелсу. Ассоциации, взятые в прямые скобки, относятся к растворам повышенной солености. По В. Крумбейну

осадка. В итоге всех этих процессов вода, пропитывающая осадок, особенно глинистый, коренным образом меняет свой характер. Она в большей или меньшей степени лишается сульфатов, резко повышает свой щелочной резерв и обогащается Fe^{2+} , Mn^{2+} , SiO_2 , органическим веществом, фосфором, малыми элементами, лишается O_2 , взамен которого накапливаются H_2S , CN_4 , CO_2 , NH_3 , H и др.» (Н. Страхов, 1962).

Все это сопровождается обменом веществ между наддонной водой и иловым раствором. Исчезающие из осадка в ходе диагенеза O_2 и SO_4^{2-} , а вместе с сульфатным ионом также Ca^{2+} и Mg^{2+} диффундируют в иловый раствор из придонной воды и поглощаются илом. С другой стороны, газы, накапливающиеся в илах, а также Mn^{2+} , P , Fe^{2+} , SiO_2 , $CaCO_3$, обогащающие иловый раствор, диффундируют в наддонную воду. Несмотря на такое взаимодействие иловых и наддонных вод, несколько выравнивающее их состав, Eh воды, пропитывающей осадок, резко падает до минус 0,15—0,30, а pH достигает 6,8—8,5. Одновременно происходит

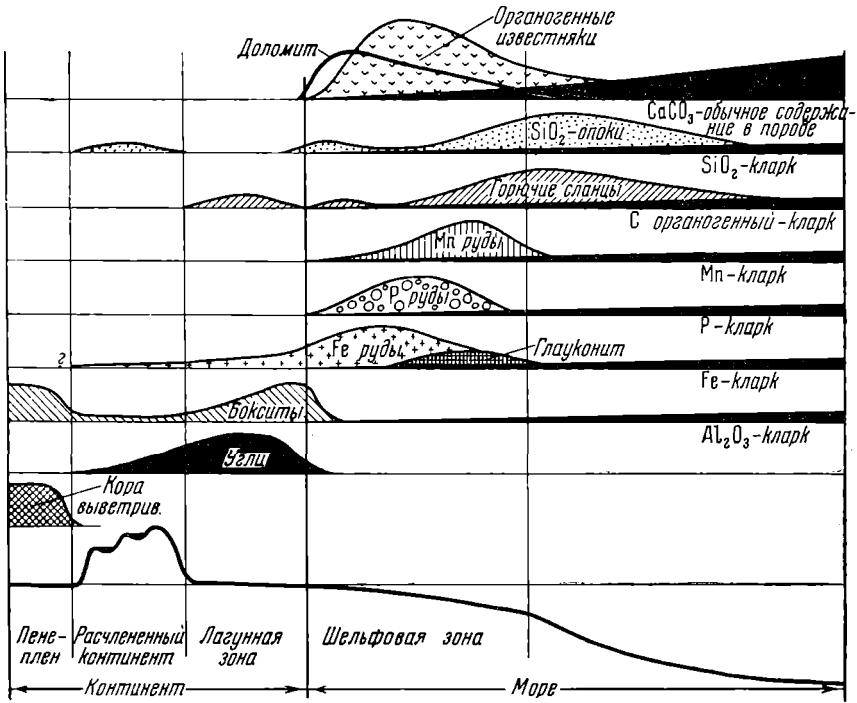


Рис. 255. Фациальный профиль рассеянных содержаний элементов и их промышленных накоплений в гумидных зонах с девона до настоящего времени. По Н. Страхову

растворение реакционно-способных веществ, насыщение ими илового раствора и переотложение их в форме устойчивых в щелочной восстановительной среде аутигенных минеральных скоплений. Так, по Н. Страхову, формируются диагенетические залежи сидерита, шамозита, а также конкреционные родохрозитовые, родонитовые и олигонитовые руды марганца, желваковые фосфориты, осадочные вкрапленные и мелкопрожилковые месторождения меди, свинца и цинка.

В третий этап диагенеза происходит внутреннее перераспределение аутигенного материала, стяжение его вокруг некоторых точек с образованием конкреций и псевдометасоматических скоплений.

Стадия катагенеза. Эта стадия дальнейшего преобразования осадков связана с их погружением на глубину, ростом давления до 800—900 атм и температуры до 90—100° С. При этом осуществляется окончательное окаменение (литификация) пород с незначительными минералогическими видоизменениями ее. Высвобождающаяся в это время вода осолоняется, становится хлор-кальциевой и, взаимодействуя с породой, осаждают в порах гипс, ангидрит, флюорит, целестин. Под влиянием локальных давлений на границах зерен полимиктовых песчаников происходит частичное

переотложение вещества в межзерновом пространстве. Органическая масса выделяет газовую фазу, которая экстрагирует из пород нефтяные компоненты, выносит их кверху и дает начало нефтяным месторождениям.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

В геологической истории образования осадочных пород и ассоциированных с ними полезных ископаемых отмечается направленность, необратимость и периодичность процесса, в сильной степени зависящего от климатической обстановки и тектонического режима прошлого.

Геологическая история осадконакопления и формирования осадочных месторождений полезных ископаемых. В геологической истории осадочного породообразования Н. Страхов (1962) выделяет четыре этапа: азойский, архейский, протерозойско-рифейский и палеозойско-кайнозойский.

В азойский этап при дегазации мантии начали формироваться земная оболочка, гидросфера и атмосфера Земли. В это время господствовал вулканогенно-осадочный литогенез, гидросфера была очень кислой, а атмосфера — углекислой. При таких условиях не могли образовываться галогениды, сульфаты и карбонаты, но было возможно осаждение кремнезема и отчасти хлоридов, фторидов и сульфидов металлов.

В архейский этап возникли платформы и геосинклинали. Воды океанов постепенно нейтрализуются и в них становится возможным накопление карбонатных и железисто-кремнистых осадков.

В протерозойско-рифейский этап вся земная кора была расчленена на платформы и геосинклинали, в которых осуществлялась складчатость. Вулканогенно-осадочный литогенез заметно вытесняется экзогенным. Происходит распад биоса на растительный и животный мир, обуславливающий вследствие фотосинтеза появление в атмосфере свободного кислорода. Значение рН и Eh гидросферы и атмосферы смещается в сторону их нейтрализации, при которой подвижность железа, марганца, алюминия и других металлов падала. В связи с этим в их сносе с континентов все большее значение приобретают не растворы, а взвеси, с отложением не во внутренних, а в прибрежных частях морей и океанов. На формировании осадочных месторождений полезных ископаемых начинает сказываться диагенетическое преобразование первичных осадков.

В палеозойско-кайнозойский этап формирование осадочных месторождений полезных ископаемых становится особенно разнообразным. Живое вещество развивается не только в гидросфере, но и на суше, увеличивая биомассу и усложняя ее состав. С этим связано дальнейшее сокращение углекислоты и увеличение кислорода в атмосфере и газовой части гидросферы. Изменение состава газов привело к дальнейшему повышению рН и Eh среды осадкообразования, еще более ограничившему геохимическую подвижность металлов, миграция которых происходит все более и более в форме тонких взвесей, а осаждение в узкой прибрежной зоне и на континентах. Развивается осадочное образование горючих сланцев и фосфоритов, возникают условия для образования месторождений угля и солей, биогенных известняков и кремнистых пород, континентальных бокситов, железных руд и фосфоритов.

Общая схема формирования осадочных пород и месторождений полезных ископаемых в истории Земли показана на рис. 256.

Направленность и необратимость общей истории формирования осадочных месторождений полезных ископаемых. Закономерно направленная смена физико-химических условий на поверхности планеты в течение истории развития земной коры регулировала одностороннюю направленность процессов формирования осадочных месторождений полезных ископаемых.

Древнейшая атмосфера Земли, изобиловавшая углекислотой, аммиаком и метаном, постепенно превращалась в современную, состоящую на

78% из азота, на 21% из кислорода и незначительной примеси углекислоты. Первичная гидросфера, представлявшая собой раствор соляной, фтористой и отчасти серной кислоты, прошла через этап хлоридных, затем хлоридно-карбонатных и далее хлоридно-карбонатно-сульфатных умеренно кислых вод, превратившись, наконец, в современные слабощелочные хлоридно-сульфатные воды современных морей и океанов. Начальный вулканогенно-осадочный литогенез вытеснялся экзогенным. Бескарбонатное кремнеземное хемогенное осадкообразование сменилось доломитоджеспелитовым, а затем углисто-карбонатно-галогенным. Хемогенное осадконакопление постепенно вытеснялось терригенным и биогенным.

В связи с общей эволюцией среды осадкообразования необратимо менялись и формы накопления вещества полезных ископаемых. Среди карбонатных пород в древние этапы преобладали хемогенные доломиты, уступившие затем место хемогенным известнякам, вскоре вытесненным биогенными известняками. Колоссальное региональное накопление кремнисто-железных (джеспелитовых) руд во внутренних частях древних морей сменяется фрагментарными месторождениями карбонатно-окисных руд в краевых частях геосинклинальных морей, а затем и на платформах. Бокситы и фосфориты также постепенно приближаются к береговой линии и с палеозоя в значительной мере перемещаются на континенты. Каустобиолиты в докембрии локализовались лишь в виде шунгитов и горючих сланцев, а расцвет угле- и нефтеобразования относится к послепротерозойскому времени. Галогенные породы впервые появляются лишь в палеозое.

Периодичность формирования осадочных месторождений полезных ископаемых. Максимально благоприятные условия для формирования осадочных месторождений полезных ископаемых возникают лишь в определенном моменте геологического цикла развития. Накоплению железных, марганцовых и алюминиевых руд, а также фосфоритов наиболее соответствует начальная стадия геологического цикла, период опускания и интенсивного сноса обильного материала зрелой и длительно перед этим развивавшейся коры выветривания. Крупные механические осадки (конгломераты, пески) также особенно характерны для начальной стадии осадочного ритма, а глины, наоборот, для его расцвета. Карбонатные и кремнистые породы, а также горючие сланцы формируются преимущественно в стабильную стадию состояния морского бассейна. Угленосные толщи, гипсы, каменная и калийные соли выделяются преимущественно на заключительной стадии геологического цикла, в период морской регрессии.

Закономерная смена геологических циклов в истории развития земной коры и связанная с этим периодичность крупных ритмов осадкообразования, разделенных регрессиями древних морей, коррелирующих главным образом с фазами складчатости, привела к обособлению эпох максимального накопления минерального вещества в месторождениях осадочных полезных ископаемых.

В истории осадочного порообразования послепротерозойского времени Н. Страхов (1962) выделяет тринадцать ритмов, определяемых сменой морских трансгрессий последующими регрессиями платформенных морей, совпадающих с главными фазами складчатости в геосинклиналях (рис. 257).

В соответствии с этим в послепротерозойский этап геологической истории намечается тринадцать главных эпох формирования осадочных месторождений полезных ископаемых. Эти эпохи представляют относительно кратковременные эпизоды в общей истории развития земной коры, разделенные более длительными перерывами. Периодичность появления осадочных месторождений полезных ископаемых, поставленная в зависимость от закономерной чередующихся главными волн морских трансгрессий и регрессий, определяется Н. Страховым в $25-50 \cdot 10^6$ лет.

Приведенные сведения относятся к главным эпохам формирования осадочных месторождений полезных ископаемых на Земле в целом. В от-

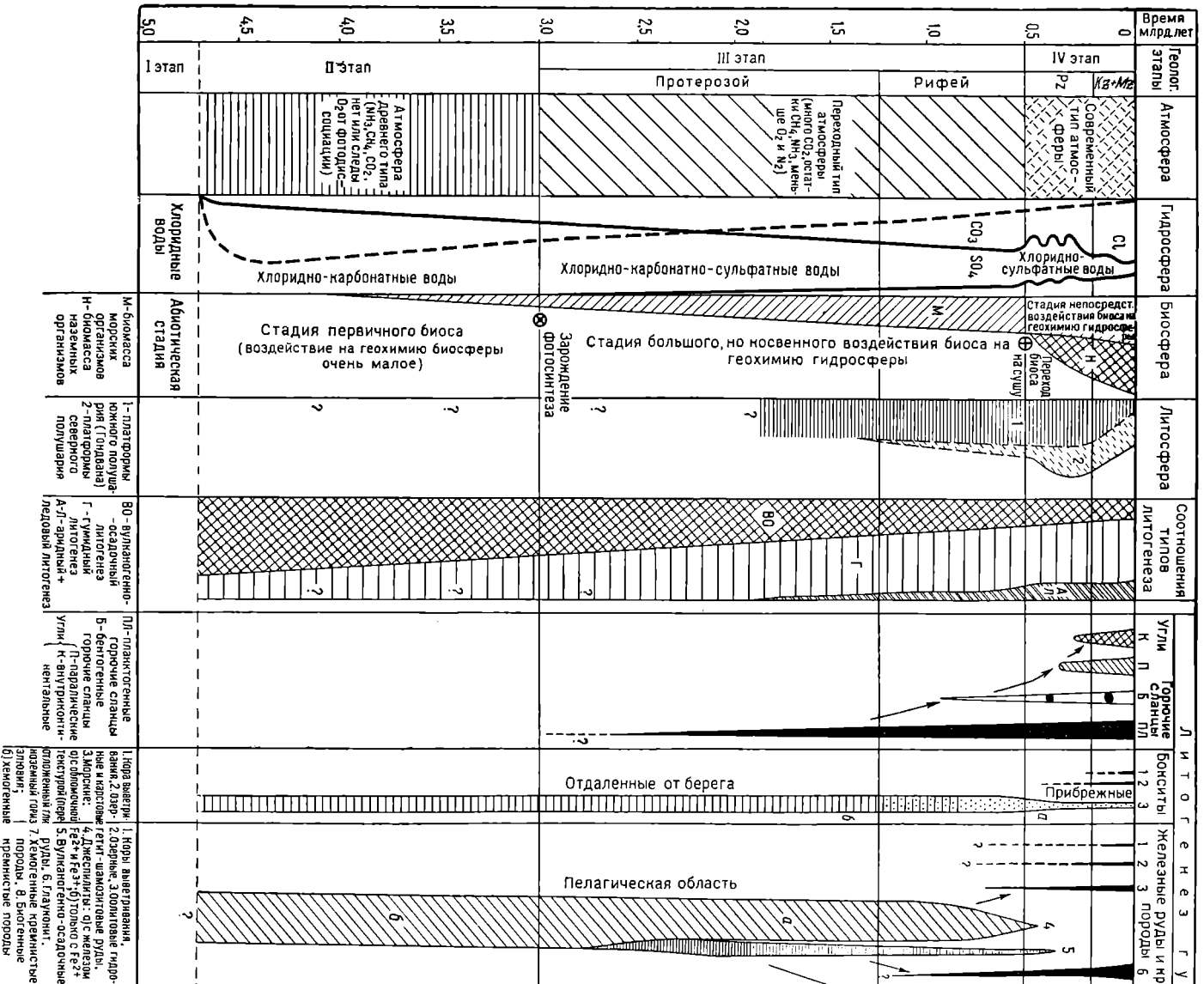
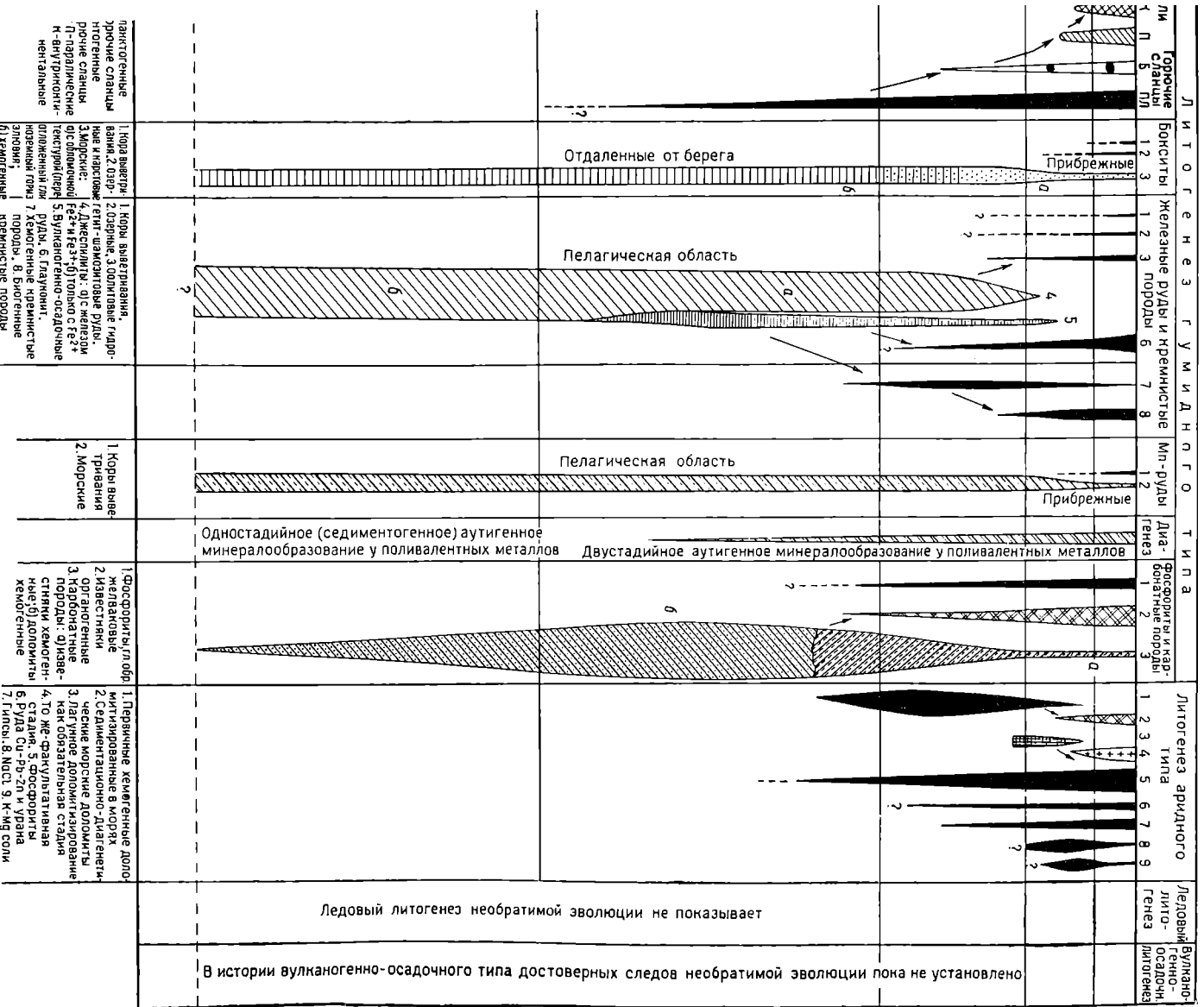


Рис. 256. Схема развития гидросферы, атмосферы, формирования осадочных пород и месторожд.



дельных провинциях роль каждой из них может меняться, кроме того, могут обнаруживаться отложения местных периодов, иногда имеющие для этих провинций значение более существенное, чем месторождения планетарных эпох.

Климатический фактор. Разные группы осадочных полезных ископаемых свойственны различным климатическим зонам Земли. Н. Страхов (1962) в связи с этим выделяет три типа литогенеза и формирования полезных ископаемых: гумидный, аридный, и ледовый.

Гумидные условия определяются климатом с преобладанием метеорных осадков над испарением, при температуре, обеспечивающей наличие жидкой воды в течение теплой части года. Гумидное породообразование было наиболее распространенным в прошлые геологические эпохи. С ним связано формирование углей и горючих сланцев, бокситов, железных и марганцовых руд, желваковых фосфоритов и известняков.

Аридные условия определяются климатом с преобладанием испарения над массой метеорных осадков. Такая обстановка создает предпосылки для концентрации природных растворов и вовлечения в осадочное породообразование легкорастворимых солей. При этом формируются характерные для аридного типа литогенеза месторождения гипсов, каменной соли, калийных и магниевых солей, а также морских фосфоритов и доломитов.

Ледовые условия возникают при геологически длительном существовании ледового покрова. Они приводят к накоплению плохо сортированных продуктов механического выветривания. Значение их как полезных ископаемых ограничивается использованием моренных глин и суглинков для строительных целей.

Площади распространения разных типов литогенеза и связанного с ними формирования разнообразных полезных ископаемых размещаются зонально на земном шаре. К полюсам тяготеют северная и южная ледовые зоны. На широтах примерно от 10 до 30° размещаются аридные зоны северного и южного полушария. По экваториальной части проходит тропически влажная, а к северу и к югу от соответствующих аридных зон размещаются умеренно влажные полосы гумидного типа осадкообразования. Такое размещение различных зон литогенеза не выдерживалось в послепротерозойский этап геологической истории. В связи с изменением положения земной оси оно достаточно резко менялось в верхнем девоне и в триасе (Страхов, 1962).

Тектонический фактор. Различным тектоническим элементам земной коры — геосинклиналям, передовым прогибам и платформам — свойственны определенные разновидности осадочных месторождений полезных ископаемых. С этой точки зрения все они могут быть расчленены на четыре категории. К первой категории относятся месторождения карбонатных пород, кремнистых пород и углей, встречающиеся в отложениях

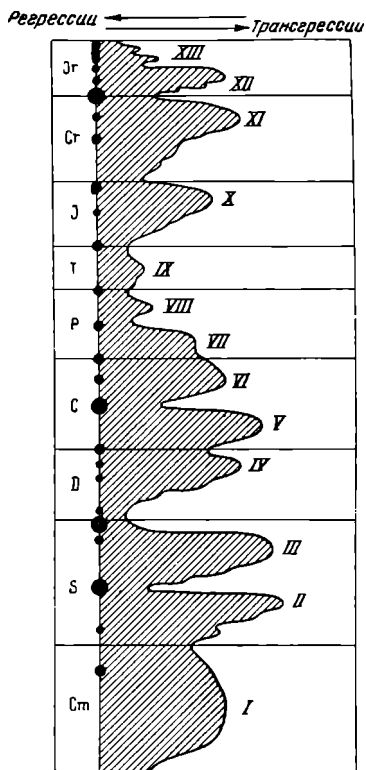


Рис. 257. Ритмы осадкообразования в послеельгонской истории современных континентов (волны трансгрессий и регрессий). По Н. Страхову
Черные кружки — орогенетические фазы разной силы

геосинклиналей, передовых прогибов и платформ. Ко второй принадлежат месторождения бокситов, железных и марганцевых руд, а также фосфоритов, формирующихся только в условиях геосинклиналей и на платформах. К третьей относятся вулканогенно-осадочные месторождения, возникающие исключительно в геосинклиналях. К четвертой — месторождения гипсов и солей, характерные для передовых прогибов.

Осадочные месторождения полезных ископаемых геосинклиналей, передовых прогибов и платформ существенно отличаются особенностями своего строения. Количество пластов в геосинклинальных месторождениях может быть большим, а в передовых прогибах и на платформах оно обычно ограничивается одним пластом. Например, геосинклинальные месторождения угля Донбасса каменноугольного возраста состоят из сотни пластов, а платформенные месторождения Подмосковского бассейна того же возраста обычно из одного-двух пластов. Пласты геосинклинальных месторождений часто имеют большую длину, протягиваясь на десятки километров, а платформенные залежи нередко ограничиваются сотнями метров — первыми километрами.

Мощность пластов месторождений передовых прогибов, характеризующихся стабильным прогибанием в период осадконакопления, наибольшая и достигает для отложений солей 500 м; она наименьшая в месторождениях геосинклиналей с их очень частым и ритмичным чередованием опусканий и поднятий.

Пласты геосинклинальных месторождений наиболее выдержаны по мощности, внутреннему строению и составу; пласты передовых прогибов менее выдержаны, а пласты платформенных месторождений наиболее неустойчивы. Степень тектонической дислоцированности наивысшая у геосинклинальных месторождений, значительная в месторождениях передовых прогибов и слабая в месторождениях платформ.

Структурный облик осадочных месторождений определяется тектоническими дислокациями, синхронными с их образованием и особенно последующими.

Синседиментационные дислокации обуславливают возникновение прогибов, локализующих минеральную массу осадочных месторождений, особенно важных для передовых прогибов и платформ. Максимальное прогибание внутренних частей таких депрессий приводит к образованию здесь наибольших мощностей залежей, постепенно выклинивающихся к периферии (рис. 258).

Стабильные прогибания создают однопластовые месторождения, ритмичные — многопластовые.

Постседиментационные дислокации, складчатые и сбросовые, особенно характерны для геосинклинальных месторождений, в которых они часто определяют основу их геологического строения. Они также чрезвычайно важны для месторождений передовых прогибов с их специфической соляной тектоникой. На платформах такие нарушения несущественны.

Формации осадочных пород и месторождений. Формации осадочных пород и ассоциированных с ними месторождений полезных ископаемых подразделяются по тектоническим элементам земной коры (платформы, передовые прогибы, геосинклинали), по типам литогенеза (гумидный, аридный, ледовый и эффузивно-осадочный), а также по стадиям геологического цикла. В третьей главе этой книги было обращено внимание на формации осадочных пород и связанные с ними осадочные месторождения полезных ископаемых ранней, средней и поздней стадии геологического развития.

Н а р а н н е й с т а д и и образуется пять важнейших формаций: 1) обломочная с месторождениями конгломератов, песчаников, алевролитов и глин; 2) карбонатная с пластовыми залежами лимонитовых и карбонатно-окисных руд марганца, бокситов, фосфоритов, известняков и доломитов; 3) шамозитовая с характерными для нее силикатными рудами

железа и марганца; 4) кремнистая, представленная роговиками с убогой железной и марганцевой рудой; 5) битуминозная, сложенная битуминозными сланцами с рассеянными сульфидами железа, меди, цинка, молибдена и окислами урана, ванадия. В это же время формируются главные представители эксгальционно-осадочных месторождений железа, марганца и сульфидов, связанные с эффузивами. В эффузивно-осадочном фациальном ряду Н. Шатский (1960) выделяет, кроме спилитовых лав и пирокластов, также формации — яшмовую, кремнистую и отдаленную кремнистую, находящуюся вдали от вулканического источника и содержащую марганцевые руды.

Для средней стадии особенно характерны две формации: 1) флишевая с комплексом дешевых строительных материалов — известняков, глин, мергелей, в том числе цементных; 2) каустобиолитовая, состоящая из песчано-глинистых отложений с пластами горючих сланцев.

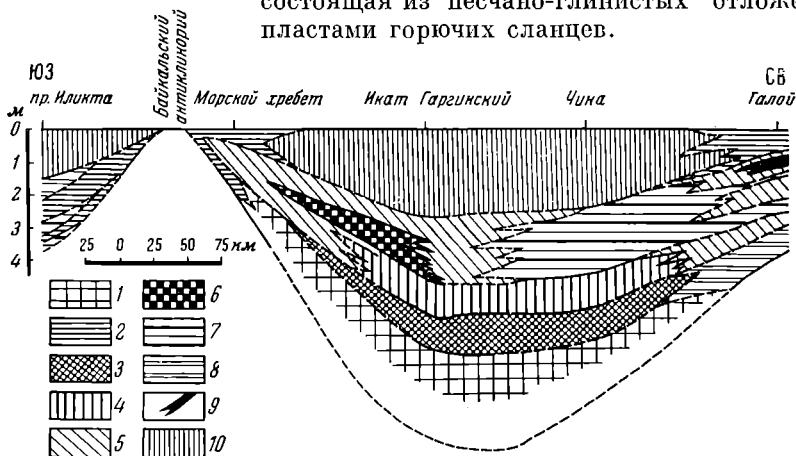


Рис. 258. Увеличение мощности различных формаций вулканогенных и осадочных пород в процессе их накопления в геосинклинальном прогибе Забайкалья. По Е. Павловскому и В. Биличенко

Типы формаций: 1 — эффузивно-терригенная; 2 — терригенная; 3 — кремнисто-терригенно-карбонатная; 4 — гематито-кремнисто-карбонатная; 5 — карбонатная; 6 — марганценозная (икатская); 7 — карбонатно-терригенная; 8 — терригенно-карбонатная; 9 — железо-марганценозная; 10 — флишеподобная

На поздней стадии формируются четыре наиболее существенные формации: 1) молассовая с месторождениями галечника и песка; 2) пестроцветная с осадочно-инфильтрационными месторождениями железа, меди, ванадия и урана; 2) соленосная с месторождениями каменной соли и калийной соли, гипса, ангидрита, нефти и газа; 4) углеводородсодержащая песчано-глинистая с угольными и газонефтяными месторождениями.

Связь с другими генетическими группами. Осадочные месторождения, с одной стороны, связаны с россыпями, представляющими собой тяжелую фракцию речных и прибрежных озерных и морских осадков, а с другой стороны, с гидротермальными месторождениями, в тех случаях, когда гидротермальные растворы достигают дна моря и питают морские осадки эндогенным минеральным веществом. В этом последнем случае возникают смешанные гидротермально-осадочные или эксгальционно-осадочные месторождения. К ним относятся месторождения железных руд типа Лан Диль в ФРГ, известные также в СССР, Чехословакии, Франции, Португалии и других странах, марганца Закавказья, Сибири, Калифорнии в США, ФРГ, Японии, Новой Зеландии; сульфидных медных и медно-цинковых руд Мегген в ФРГ, Эргани-Маден в Турции, Леккен, Перос и другие в Норвегии, Рио Типто и другие в Испании. Санбагава в Японии, а также, возможно, на Северном Кавказе.

Подразделение осадочных месторождений. Группа месторождений осадочного гевезиса разделяется на три класса: механических, химических и биохимических образований.

МЕХАНИЧЕСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Типичными представителями механических или обломочных осадочных месторождений полезных ископаемых могут служить месторождения гравия, песка и глины. Соотношения между этими образованиями по крупности слагающих их зерен приведены в табл. 44.

Т а б л и ц а 44

Классификация обломочных пород по крупности зерна

Порода	Разновидности	Диаметр, мм	Порода	Разновидности	Диаметр, мм
Глыбы	—	>1000	Песок	Крупный	1—0,5
Валуны	Крупные	1000—500		Средний	0,5—0,25
	Средние	500—250		Мелкий	0,25—0,1
Галька (щебень)	Крупная	100—50	Алеврит	Крупный	0,1—0,05
	Средняя	50—25		Средний	0,025—0,0
	Мелкая	25—10	Пелит (глина)	Крупный Мелкий	0,01—0,001 <0,001
Гравий	Крупный	10—5			
	Средний	5—1,5			
	Мелкий	2,5—1			

Месторождения гравия. Среди гравийных месторождений выделяются образования: 1) временных горных потоков и их конусов выноса, 2) отложения рек, 3) отложения рек

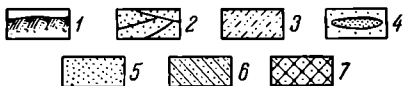
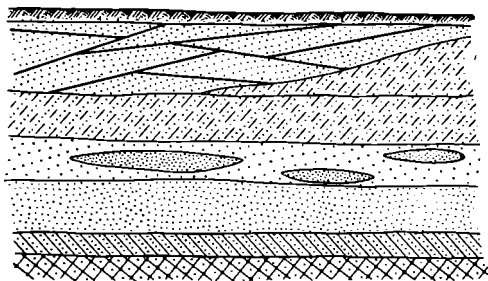


Рис. 259. Схема строения карьера Люберецкого месторождения стекольных песков в Московской области. По Б. Меренкову и М. Муратову

1 — почва; 2 — древнеаллювиальные пески; 3 — белые, слегка окрашенные пески (II сорт); 4 — светлые пески с линзами чисто белых (I сорт); 5 — высокосортные белые пески сорта 0 и 00; 6 — ожелезненные пески; 7 — глаукоцитовые пески

и потоков (перигляциальные — зандровые, озы, камы и камовые террасы), 4) прибрежные озерные и морские. Все они, особенно последние, могут быть как современными, так и древними. В последнем случае они обычно сильно уплотнены и малопригодны для использования в рыхлом виде.

Месторождения песка. По условиям образования пески разделяются на следующие разновидности: 1) элювиальные, 2) делювиальные, 3) пролювиальные, 4) аллювиальные, 5) флювиогляциальные, 6) озерные, 7) морские, 8) эоловые. Наибольшее практическое значение имеют аллювиальные, озерные и морские пески. Последние могут быть как платформенными, так и геосинклинальными. Разрабатываются современные и более древние пески, хотя чем

они древнее, тем более уплотнены и менее пригодны для употребления в рыхлом виде. Распространены юночетвертичные и древнечетвертич-

ные пески, известны пески третичные типа Часовъярского месторождения на Украине, юрские пески в Люберцах под Москвой, меловые в Скопине под Тулой, нижнекаменноугольные Подмосковной котловины, девонские в Ленинградской области и другие (рис. 259). По составу среди песков выделяются мономинеральные (олигомиктовые) и полиминеральные (полимиктовые) разности (табл. 45).

Таблица 45

Классификация песков (по М. Швецову)

Характеристика песков	Олигомиктовые			Полимиктовые				
	Преимущественно платформенные			Преимущественно геосинклинальные				
Распространение								
Название	Мономинеральные кварцевые	Олигомиктовые	Аркозовые	Разнородного состава	Аркозовые (типичные аркозы)	Граувактовые (типичные граувакки)	Граувакки туффитовые	Граувакки различного состава
Состав цемента	Мономинеральный			Полимиктовый или отсутствует				
Состав зерен	Кварц	Кварц с заметной примесью слюд, полевых шпатов, глауконита и др.	Кварц и полевой шпат преобладают	Минералы и обломки разных пород	Полевой шпат и кварц преобладают	Обломки разных пород и минералов с преобладающим плагиоклазом	Состав грауваккового типа с обломками эффузивов и туффов	Минералы и обломки разных пород

Месторождения глины. По условиям образования выделяются месторождения глин: 1) коры выветривания, 2) делювиальные, 3) аллювиальные, 4) озерные, 5) морские, 6) ледниковые, 7) лёссовые. Их главными глинообразующими минералами служат: каолинит $(Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8)$, галлузит $(Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 \cdot 4H_2O)$, монтмориллонит $(m[Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2] \times p[(Al, Fe^{2+})_2[Si_4O_{10}][OH]_2] \cdot nH_2O)$, пирофиллит $(Al_2[Si_4O_{10}] \cdot (OH)_2)$, аллофан $(mAl_2O_3 \cdot nSiO_2 \cdot pH_2O)$ и гидрослюды; кроме того, в состав глин входят различные окислы и гидроокислы, а также примесь неразложившихся породообразующих минералов (кварц, полевые шпаты и др.). При содержании песка в количестве 50—60% порода называется суглинком, а в количестве более 80% — супесь. Геологический возраст промышленных месторождений глин шире возраста гравийных и песчаных месторождений. Широко распространены глины четвертичные, третичные, много мезозойских и палеозойских месторождений; примером последних могут служить синие кембрийские глины побережья Финского залива Балтийского моря.

ХИМИЧЕСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Среди хемогенных осадочных месторождений различают образованные из истинных растворов, к которым принадлежат соли, гипс, ангидрит, бораты, барит, и месторождения, возникшие из коллоидных растворов,

включающие руды железа, марганца, алюминия, а также некоторых цветных и редких металлов.

Соли. Галогенные, или эвапоритовые, месторождения минеральных солей состоят из хлоридов и сульфатов натрия, калия, магния и кальция, с примесью бромидов, йодидов, боратов (табл. 46).

Таблица 46

Минералы месторождений минеральных солей

Минерал	Формула	Минерал	Формула
I. Хлориды		Мирабилит (глауберова соль)	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
Галит	NaCl	Кизерит	$\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Сильвин	KCl	Эпсомит	$\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Карналлит	$\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Астраханит	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
II. Хлоридо-сульфаты		Ангидрит	CaSO_4
Каинит	$\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Гипс	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
III. Сульфаты		Глауберит	$\text{CaSO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$
Лангбейнит	$\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{MgSO}_4$	IV. Карбонаты	
Пикромерит (шёнит)	$\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Сода (декагидрит)	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
Глазерит	$3\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$	V. Бораты	
Полигалит	$2\text{CaSO}_4 \cdot \text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Калиборит	$\text{KMg}_2\text{B}_{11}\text{O}_{19} \cdot 9\text{H}_2\text{O}$
Тенардит	Na_2SO_4		

Большинство залежей солей содержит галит в качестве главного компонента. Почти во всех из них в том или ином количестве находятся ангидрит или гипс, а также примесь карбонатно-глинистого материала. Содержание остальных минералов колеблется в широких пределах в зависимости от условий образования соляных месторождений. По условиям образования среди них выделяются: 1) природные рассолы современных соляных бассейнов; 2) соляные подземные воды, 3) залежи минеральных солей современных бассейнов, 4) ископаемые, или древние, залежи минеральных солей.

Современное солеобразование совершается в бассейнах двух типов: 1) связанных с морем и питающихся морской водой, 2) континентальных, питающихся водами суши.

Соленосные бассейны морских побережий возникают вследствие колебательных движений земной коры. При опускании пониженных прибрежных участков они заливаются морской водой; в дальнейшем такие участки отшнуровываются от моря барами, пересыпями, косами, с образованием лиманов, лагун, сивашей и прибрежных озер. В условиях сухого и жаркого климата, при ограниченном притоке воды, полностью компенсируемом испарением, с течением времени они осолоняются и превращаются в соляные и солеродные бассейны. Такие соленосные бассейны известны на Крымском побережье Черного моря (Данузлав), на побережье Азовского моря (Сиваш), у берегов Каспийского моря (Кара-Богаз), Аральского моря (Джаксыккыч).

Континентальные соляные озера возникают в плоских бессточных котловинах сухих и жарких областей, при систематическом выпаривании поступающих в них поверхностных и подземных вод. Они известны в Западно-Сибирской и Туркменской низменностях, в Волго-Урало-Эмбенском районе, а также в Монголии, Центральном Иране, Малой Азии, Северной и Южной Америке, Восточной Африке, Австралии.

Соляная масса современных бассейнов состоит из рапы (соляного рассола) и самосада (твердых соляных накоплений), находящихся

в состоянии подвижного равновесия. М. Валяшко (1962) выделяет три типа рассолов соляных озер: карбонатный, или содовый, сульфатный и хлоридный (рис. 260). Под воздействием кальциевых соединений, привносимых реками, может происходить метаморфизация соляного рассола с заимствованием иона SO_4 на образование гипса и обессульфачиванием его.

Ископаемые залежи минеральных солей формировались в прошлые геологические эпохи в обстановке аридного климата в основном в процессе испарения морской воды в относительно изолированных

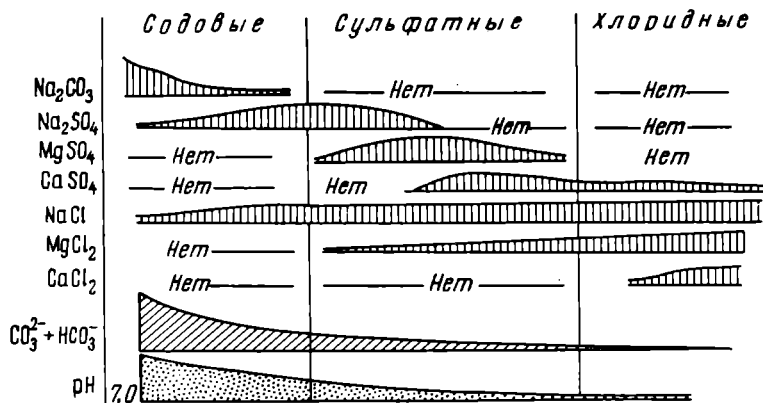


Рис. 260. Распределение солевых компонентов по основным гидрхимическим типам водоемов. По Н. Страхову

лагунах. Содержание солей в воде современного мирового океана в среднем составляет 3,5 вес. % или 35 г на 1 кг воды (табл. 47). В морях с затрудненным водообменом оно повышается до 3,9% (Средиземное море) и даже 4,2% (Красное море). При интенсивном разбавлении реками оно снижается, например в Финском заливе Балтийского моря, до 0,35%.

Таблица 47

Солевой состав воды современного океана (по А. Иванову)

Соль	Вес. %	К весу сухого остатка, %
NaCl	2,723	77,76
MgCl ₂	0,381	10,88
MgSO ₄	0,165	4,74
CaSO ₄	0,126	3,60
K ₂ SO ₄	0,086	2,46
CaCO ₃	0,012	0,34
MgBr ₂	0,007	0,22
Сумма	3,500	100,00

В объеме океанических и морских вод, покрывающих 71% поверхности земли, согласно В. Вернадскому, растворено около 22 млн. км³ солей. Если всю эту массу солей осадить из морской воды, то ею можно покрыть поверхность земли непрерывным слоем мощностью около 42 м, а дно океанов слоем мощностью около 60 м. В этом слое, по подсчетам А. Грэбо, на долю NaCl придется 47,5 м, MgCl₂ — 5,8 м, MgSO₄ — 3,9 м, CaSO₄ — 2,3 м и прочих солей 0,5 м.

Порядок кристаллизации солей из растворов морской воды зависит от исходного состава и количества, пределов совместной растворимости, температуры и времени испарения. Он был намечен итальянским химиком Г. Узилио в 1849 г., изучался в конце прошлого века Я. Вант-Гоффом и детально исследовался физико-химическими методами Н. Курнаковым и его учениками (М. Валяшко, С. Жемчужный, Н. Николаев и др.).

Лабораторными исследованиями Я. Вант-Гоффа установлено, что основные сочетания солей, образующиеся при испарении морской воды, обусловлены равновесием водных растворов пятерной системы Na, K, Mg

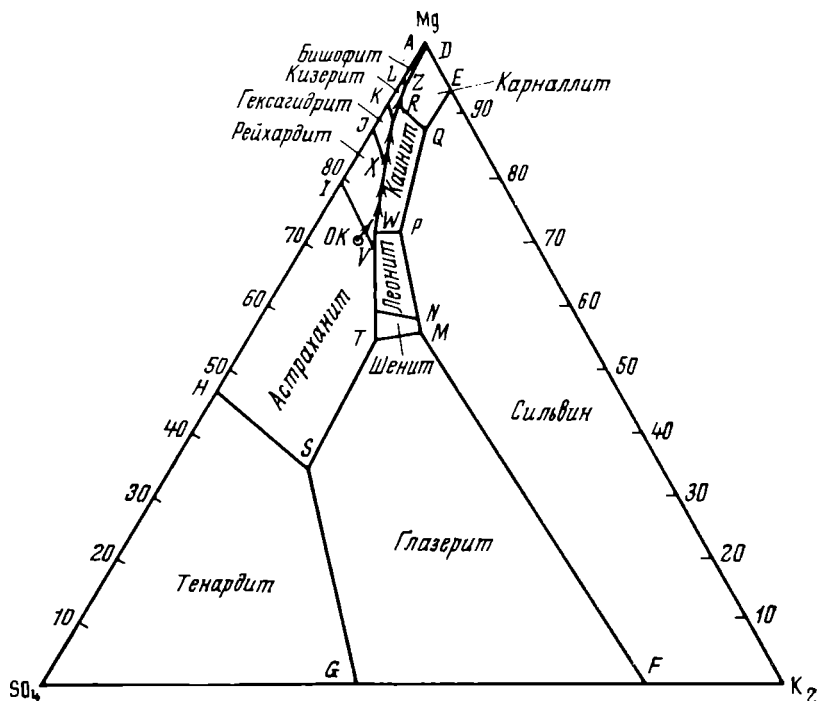


Рис. 261. Стабильная диаграмма при +25° С в системе 2Na^+ , 2K^+ , Mg^{2+} , SO_4^{2-} , Cl^- , H_2O . По Я. Вант-Гоффу

Ok — фигуративная точка состава океанической воды; стрелки — путь кристаллизации океанической воды; латинские буквы — двойные и тройные точки

SO_4 , Cl. Изучение этой системы при температуре изотермического испарения в 0, 25, 55 и 83° позволило установить, что выпадение солей из морской воды происходит в такой последовательности: 1) карбонаты кальция и магния, 2) гипс, 3) галит с гипсом, 4) галит с ангидритом, 5) галит с полигалитом, 6) астраханит и сульфат магния (эпсомит), 7) сульфаты калия и магния (гексагидрит), 8) каинит, 9) карналлит, 10) бишофит; после выделения сульфата кальция кристаллизация всех солей идет в сопровождении галита (рис. 261).

Исследование этой системы, выполненное Н. Курнаковым в природных водоемах при солнечном испарении, позволило откорректировать порядок выпадения солей. Последовательность кристаллизации солей по «солнечной диаграмме» Н. Курнакова следующая: 1) гипс, 2) галит, 3) эпсомит, 4) гексагидрит, 5) карналлит, 6) бишофит (рис. 262).

Такой последовательности отложения солей соответствует диаграмма М. Валяшко (1962), иллюстрирующая изменение объема океанической воды при выделении из нее твердых солей в процессе ее сгущения

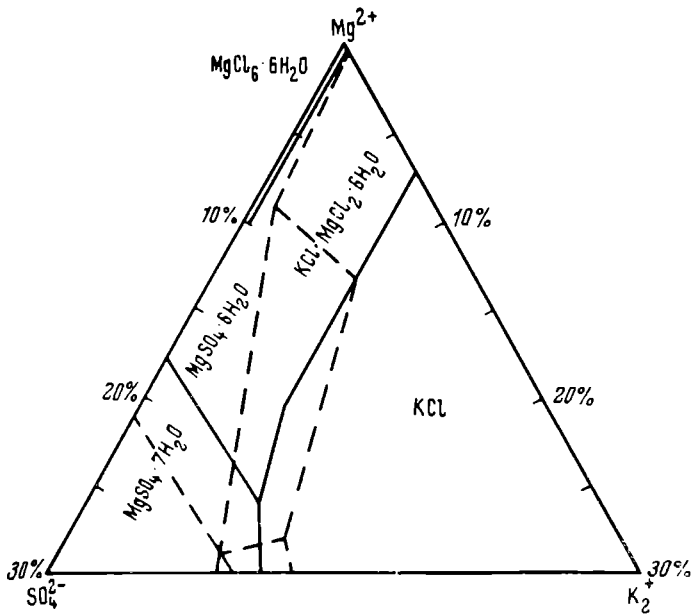


Рис. 262. «Солнечная диаграмма» (сплошные линии), по данным Н. Курнакова и В. Николаева, и границы стабильных полей кристаллизации (пунктирные линии). По Я. Вант-Гоффу

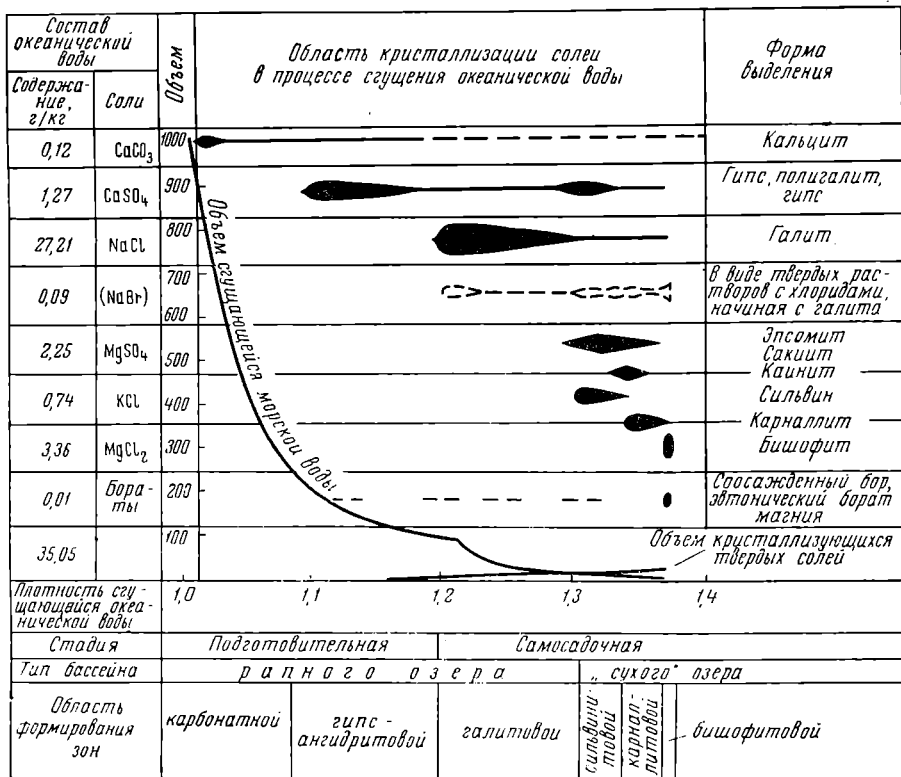


Рис. 263. Изменение объема океанической воды и выделяющихся из нее твердых солей в процессе сгущения в природных условиях. По М. Валяшко

канской и других синеклизах, поперечных прогибах и краевых впадинах платформ (Иванов, 1953). Схематизированный разрез соляного месторождения Предуральского прогиба изображен на рис. 265.

Формирование соляных месторождений происходило неравномерно в истории осадконакопления, с максимальным расцветом галогенеза на заключительных стадиях геологических циклов. Наиболее значительные эпохи формирования соляных месторождений следующие:

1. В конце рифейского цикла были образованы кембрийские месторождения Восточной Сибири (Ангаро-Ленский бассейн), Якутии, Пакистана (Соляной край Пенджаба).

2. К концу каледонского цикла относятся силурийские месторождения Северной Америки и девонские месторождения Днепровско-Донецкой впадины, Минусинской котловины, Канады.

3. Самое мощное в истории земной коры накопление не только каменной, но и калийных солей происходило в конце герцинского цикла в пермское время, в Западном Приуралье, в Прикаспии, в Донбассе, на территории Польши, ГДР и ФРГ, Англии, Северной Америки.

4. В конце киммерийского цикла были образованы месторождения верхней юры — нижнего мела, известные в Средней Азии, Франции, Англии, Северной и Южной Америке, в Северной Африке.

5. Завершение альпийского цикла связано с широко распространенными третичными соляными образованиями, находящимися в СССР (Закарпатье, Предкарпатье, Закавказье, Прикаспий, восточные районы Средней Азии), в Испании, Португалии, Франции, ФРГ, Польше, Румынии, Турции, в странах Северной Африки, Пакистане, Северной Америке.

Многие соляные месторождения характеризуются специфической так называемой соляной тектоникой, обусловленной низким удельным весом солей, компактностью их сложения и пластичностью. В связи с этим недислоцированные пласты солей спокойно залегающих осадочных толщ приобретают все более и более сложные

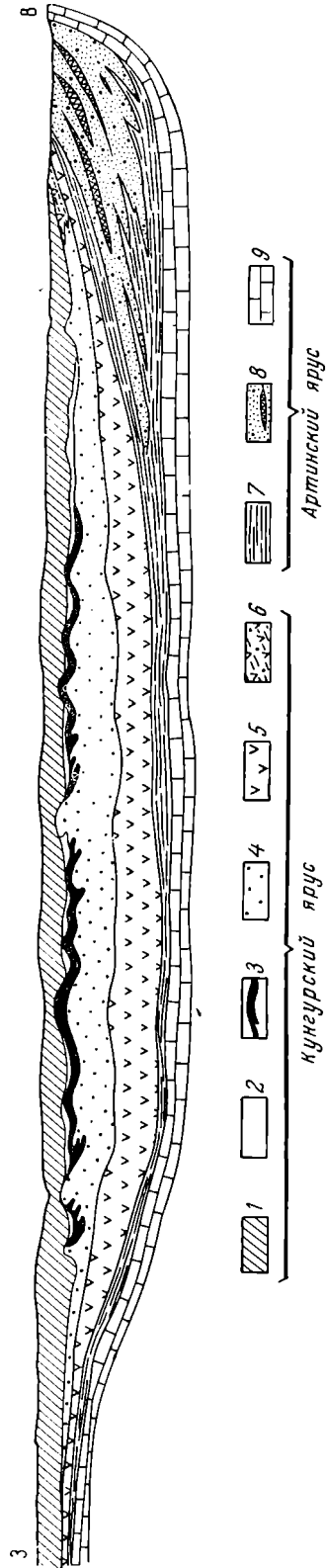


Рис. 265. Схематизированный разрез соляного месторождения Предуральского прогиба. По А. А. Иванову

1 — покровные породы: гипсоносные глины, мергели, известняки, песчаники; 2 — покровная каменная соль; 3 — толща калийно-магниевых солей; 4 — подстилательная каменная соль; 5 — глинисто-ангидристовая толща; 6 — солесосные глины и мергели с гипсом и ангидритом; 7 — глина, известняки и доломиты; 8 — песчаники, мергели, глины и конгломераты; 9 — известняки.

очертания по мере смятия их в складки, с выжиманием текучего вещества солей в замки антиклиналей. После образования местного поднятия кровли соляного пласта возникает разность нагрузки на соль в своде и на крыльях, обуславливающая выжимание соляных масс с образованием соляных куполов даже в обстановке относительного тектонического покоя (рис. 266).

Бор. Некоторые соляные месторождения содержат бор в виде рассеянного среди них калиборита ($\text{KMg}_2\text{B}_{11}\text{O}_9 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$). В зоне выветривания борные соединения растворяются, переотлагаются и накапливаются в гипсовой шляпе в виде разнообразных боратов — ашарита ($\text{Mg}[\text{BO}_2](\text{OH})$), гидробората ($\text{CaMgB}_6\text{O}_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), улексита ($\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$) и др.

Барий. Барий переносится поверхностными водами в виде легкорастворимого хлористого бария. При соприкосновении с содержащей серноокислый ион морской водой он выпадает, образуя стяжения, локальные скопления и сплошные пластовые массы барита среди морских, обычно карбонатных осадков. К ним принадлежит Мегген в ФРГ и месторождения желвакового барита в бассейне Миссури в США.

Руды железа, марганца и алюминия. Осадочные месторождения железа, марганца и бокситы формируются из суспензий и коллоидных растворов на дне водных бассейнов в сходных геологических условиях и поэтому рассматриваются совместно, в основном по Н. Страхову (1962).

Источник материала для этих месторождений — континентальная кора выветривания, продукты разложения которой сносятся поверхностными и грунтовыми водами. Максимальное количество железа мобилизуется при разложении основных пород с высоким содержанием этого металла. Для накопления бокситов, наоборот, наиболее благоприятны кислые породы, а для марганца — толщи пород с повышенным против среднего количеством марганца (рис. 267).

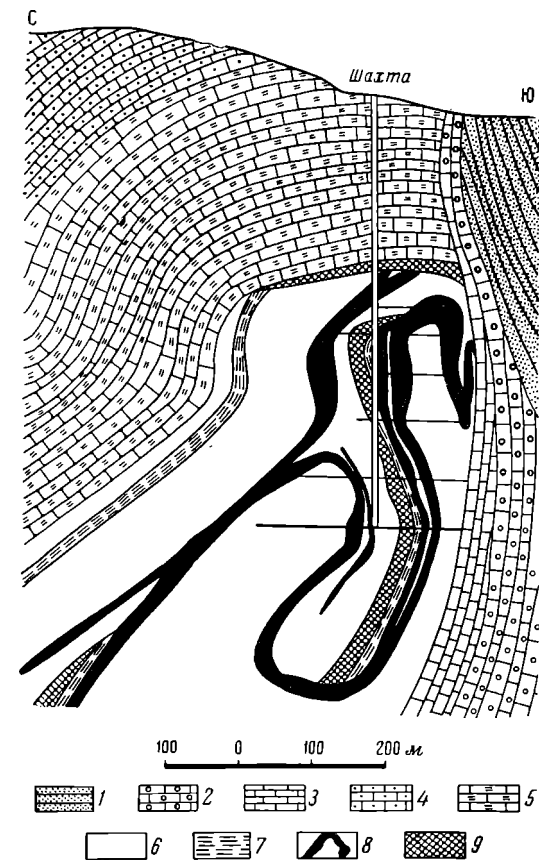


Рис. 266. Разрез месторождения солей Финенбург в Стассфурте. По Е. Фульду

1 — мел; 2 — раковистый известняк; 3 — верхний пестрый песчаник; 4 — средний пестрый песчаник; 5 — нижний пестрый песчаник; 6 — каменная соль; 7 — соленосная глина; 8 — калийные соли; 9 — главный антиклит

Для перевода соединений рассматриваемых металлов в раствор необходима высокая зрелость коры выветривания, предварительный вынос из нее разного рода электролитов — сульфатов, карбонатов, хлоридов, затрудняющих перенос металлов в коллоидных растворах. Поэтому перенос главной массы железа и марганца, отчасти алюминия, связан с поздней кислотной стадией в общей эволюции коры выветривания.

Условия разложения рудопроизводящего субстрата и перевода металлических соединений в раствор сильно зависит от климатического фактора. Н. Страхов показал, что для этого процесса наиболее благоприятны таежно-подзолистая, влажная тропическая и субтропическая климатические зоны с их обильной растительностью и водоносностью, обуславливающими гумидный профиль поверхностных преобразований.

Накопление руд железа, марганца и алюминия может происходить в речных, озерных и морских водоемах.

Перенос соединений этих металлов осуществляется реками и грунтовыми водами. Их среднее содержание в речных водах низкое: для железа оно обычно находится в пределах от 0,2 до 1,5 мг/л, для марганца от 0,007 до 0,08 мг/л, для алюминия обычно не более 1 мг/л. Однако суммарный вынос этих металлов реками огромный. Согласно Дж. Грюнеру, Амазонка за 180 тыс. лет ее существования могла вынести в Атлантический океан около 2 миллиардов т железа.

Перенос соединений железа, марганца и алюминия речными водами происходит в форме тонких взвесей, коллоидных и истинных растворов. Соотношение между этими тремя разновидностями миграции различны для разных рек и для всех трех металлов. Так, например, в р. Припять 25% железа мигрирует в виде взвеси, 75% в форме раствора, в основном коллоидного, а в р. Кубань 99,7% железа сносятся во взвеси и лишь 0,3% в растворенном состоянии. При переносе марганца преобладают взвеси, составляющие от 72,7 до 99% этого металла, выносимого реками Черноморского бассейна.

Железо в растворимых соединениях переносится главным образом в виде золя $Fe(OH)_3^+$, защищенного органическим коллоидом или золем кремнезема; меньшая его часть мигрирует в форме органических соединений окисного и закисного железа и еще меньшая — в истинных растворах карбоната и бикарбоната, сульфата и хлорида закиси железа. Миграция марганца осуществляется в виде бикарбоната и золя гидрата двуокиси. Алюминий переносится в коллоидных растворах гидратов окиси и основных солей этого элемента.

Отложение соединений всех трех металлов происходит в прибрежной зоне озер и морей, главным образом под воздействием электролитов, растворенных в водах этих водоемов, коагулирующих коллоиды металлических соединений и переводящих их в осадок. Этот процесс особенно охотно протекает в районах с холмистым прибрежным рельефом, испытавшим длительную пенецилизацию, имеющих сильно расчлененную береговую линию, прорезаемую многочисленными, но некрупными реками и высачивающимися вдоль берега грунтовыми водами.

В связи с различной геохимической подвижностью соединений железа, марганца и алюминия, происходит их дифференциация в прибрежной

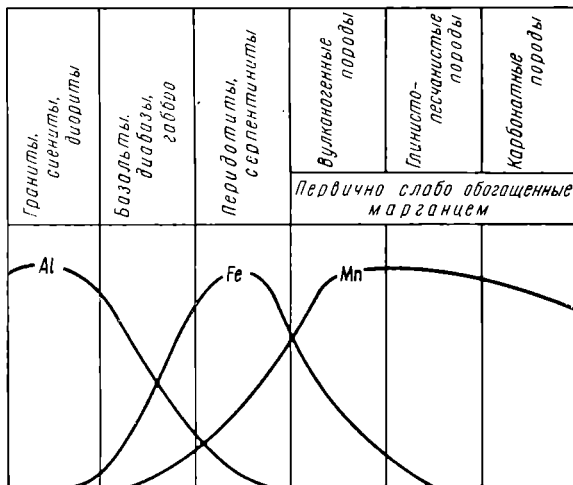


Рис. 267. Источники осадочных месторождений железа, марганца и алюминия. По Н. Страхову (с дополнениями)

зоне водоемов. Раздельное осаждение окислов марганца и железа в морской воде подтверждено экспериментально Л. Листойвой (1961), а расчетным путем К. Краускопфом (1958). В ходе этой дифференциации вначале и ближе к берегу накапливаются бокситы, затем в верхней части шельфа отлагаются железные руды, а еще далее, уже в нижней части шельфа, происходит садка марганцевых руд (рис. 268). Железо в этом дифференциальном ряду находится между алюминием и марганцем. Поэтому в природе достаточно часто встречаются железо-марганцевые и железо-алюминиевые осадочные месторождения. На крайних флангах этого ряда находится алюминий и марганец, обычно совместно не встречающиеся.

Дифференциация минеральной массы проявляется не только в разделении трех металлов, но также и в изменении минерального состава руд их месторождений по направлению от берега в глубь водоема. В залежах

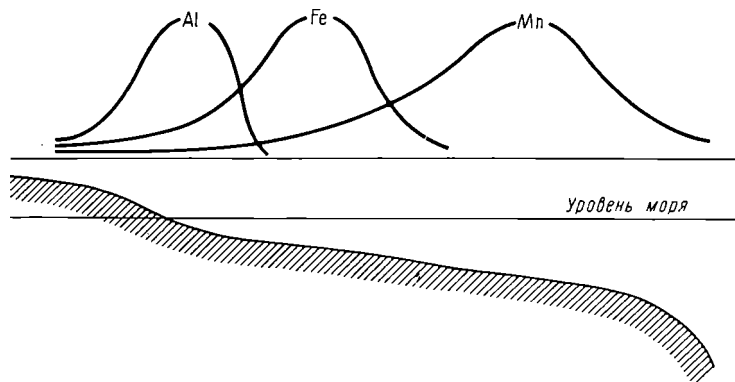


Рис. 268. Дифференциация руд алюминия, железа и марганца в прибрежной части водоема

марганцевых руд в этом направлении происходит смена четырехвалентных соединений трехвалентными и затем двухвалентными, замена окисных соединений карбонатными. Для залежей железных руд в том же направлении намечается переход от окислов к карбонатам и затем к силикатам.

Так формируются озерные и морские осадочные месторождения железа, марганца и алюминия (бокситов).

Месторождения железа имеют форму пластов, эллиптически вытянутых линз, пластообразных залежей и гнезд. Размеры их достигают крупных величин — в длину отдельные пласты протягиваются на десятки, а их свиты на сотни километров; их ширина достигает нескольких километров, а мощность — десятки метров. Примером таких железорудных залежей могут служить рудные тела Керченского бассейна, выполняющие отдельные мулды (рис. 269).

По минеральному составу руды осадочных месторождений железа разделяются на три группы: окисные, карбонатные и силикатные. Окисные руды бурых железняков состоят в основном из лимонита, гидрогётита, гётита, гематита, иногда магнетита с примесью других минералов.

Основным рудообразующим минералом карбонатных руд является сидерит. В состав силикатных руд входят железистые хлориты типа шамозита $Fe_4Al[Si_3AlO_{10}][OH]_6 \cdot nH_2O$ и тюрингита $Fe_{3,5}(Al, Fe)_{1,5}[Si_{2,5}Al_{1,5}O_{10}][OH]_6 \cdot nH_2O$. Кроме того, состав всех трех групп железных руд пополняется в той или иной степени гидроокислами и окислами марганца, кварцем, халцедоном, полевыми шпатами, кальцитом, баритом, гипсом, глинистыми минералами и иногда сульфидами, преимущественно пиритом. Для осадочных месторождений железа необычайно типична оолитовая текстура руды.

Согласно Х. Джемсу (1954 г.), Н. Хуберу (1958) и Р. Гаррелсу (1962 г.), состав осадочных месторождений железа регулируется Eh и pH среды рудообразования таким образом, что они располагаются в ряд: окислы — карбонаты — силикаты — сульфиды по мере удаления от берега в глубь водоема. Но такой сводный ряд в природе в полном виде не встречается.

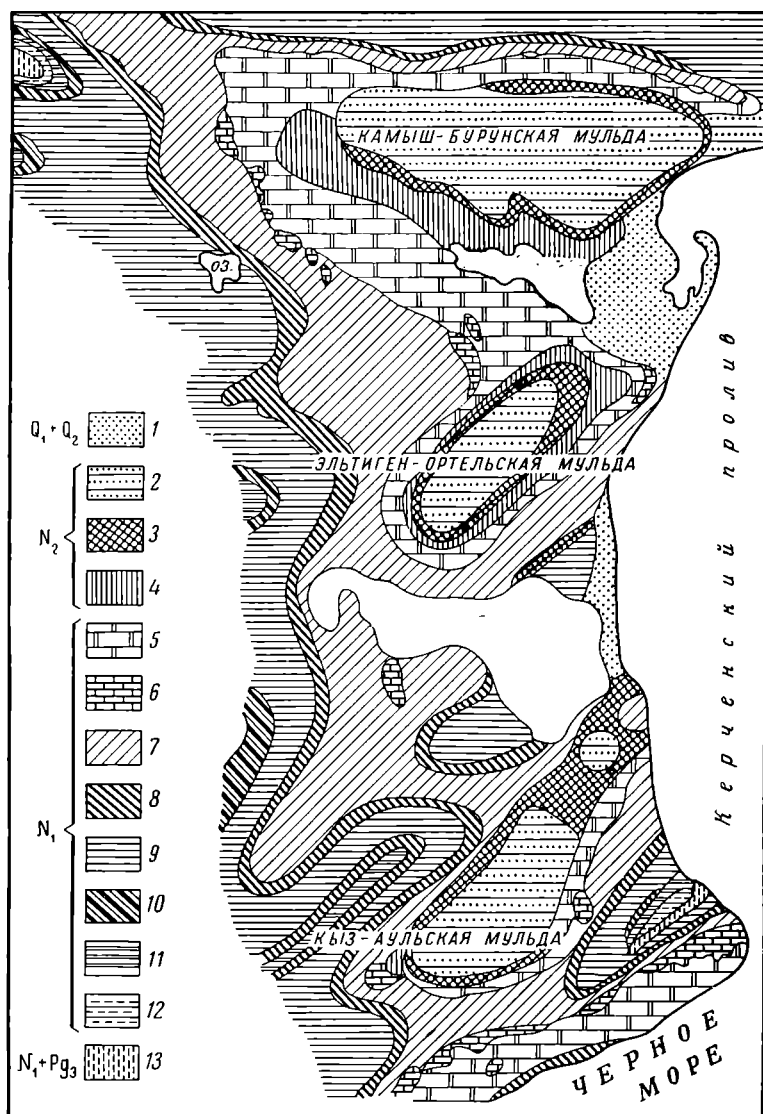


Рис. 269. Геологическая схема южной части Керченского бассейна. По М. Скобникову

1 — пески пересыпей, кос и террас; 2 — глины песчанистые и пески; 3 — бурые железняки; 4 — ракушечники глинистые; 5 — известняки детритусовые, глины; 6 — известняки мшанковые; 7 — глины трепеловидные; 8 — глины зеленовато-серые; 9 — глины оливково-зеленые; 10 — глины слоистые, с прослоями мергелей; 11 — глины с прослоями строматолитовых известняков; 12 — глины с мергелями, известняки детритусовые; 13 — глины майкопские

Чаще окисные железные руды на глубине сменяются карбонатными или окисными марганцовыми рудами (рис. 270).

Н. Страхов (1947) выделяет семь главных и серию мелких эпох накопления железных руд в истории формирования осадочной оболочки Земли. В первую, наиболее древнюю докембрийскую эпоху, произошло отложение грандиозных масс железа, фиксированного в месторождениях железистых

кварцитов типа Кривого Рога, Курской магнитной аномалии, Кольского полуострова и других районов СССР, а также аналогичные месторождения Северо-Американской платформы (оз. Верхнее, Лабрадор и др.), Южно-Американской платформы (Бразилия, Гвиана), Африканской платформы (Трансвааль, Родезия), Индийской платформы, Китайской и Австралийской платформ. Во вторую, кембрийскую эпоху были сформированы осадочные месторождения железных руд Енисейского кряжа, Казахстана, Северной Кореи, Англии, Испании и Аппалачской зоны Северной Америки. К третей, ордовикской, эпохе относятся гематит-шамозит-сидеритовые месторождения Тюрингии, Чехословакии, Британии и Нормандии. К четвертой, силурийской, эпохе принадлежат крупные месторождения гематит-шамозитовых клинтонаских руд в Аппалачах в Северной Америке. Пятая эпоха каменноугольного периода охватывает железорудные месторождения Центрального Казахстана, Урала, Англии, Испании.

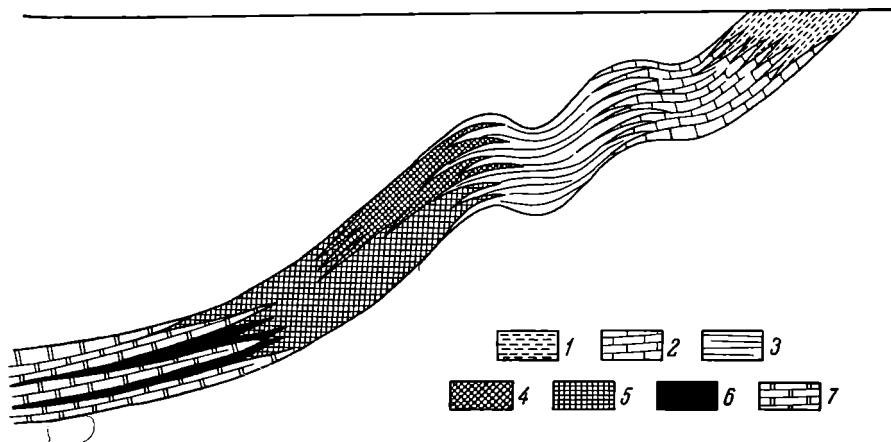


Рис. 270. Сводная схема фациального строения рудного горизонта железорудного месторождения Западный Караджал в Казахстане. По И. Дюгеву

1 — алевропелиты микрослонистые; 2 — известняки кремнисто-железистые; 3 — яшмы; 4 — хлорит-сидерит-магнетитовая руда; 5 — гематитовая руда; 6 — марганцевая руда; 7 — известняки железо-марганцевистые

Шестой, юрской эпохе подчинены осадочные месторождения железных руд в чехле Русской и Сибирской платформ, на Урале, Кавказе, а также в Кливленде (Англия) и миннетовые руды Франции, ФРГ и Люксембурга. К самой юной седьмой эпохе верхнего неогена относятся платформенные морские месторождения Керченского бассейна в Крыму, а также месторождения коры выветривания на Кубе, в Африке, на о. Калимантан, в Австралии и в Индии.

На рис. 271 выделены основные эпохи формирования осадочных руд железа; рядом показаны эпохи накопления марганца и алюминия, свидетельствующие о близости их образования.

Н. Страхов (1947) обращает внимание на следующие особенности эволюции происхождения и состава осадочных железных руд от древних к юным эпохам их образования. Для докембрийской, отчасти кембрийской эпохи характерны железистые кварциты, накапливающиеся вдали от морского берега в обстановке малой солености воды и высокого содержания углекислоты в атмосфере. В дальнейшем морское рудообразование заметно приближается к береговой линии. Озерно-болотные руды появляются с верхнего палеозоя и постепенно начинают вытеснять морское рудообразование. Руды коры выветривания известны только для мезозойской и кайнозойской эр (рис. 272).

Таким образом, со временем сокращается общий объем накопления осадочных руд железа, меняется состав руд, уменьшается относительная

Пиренеях и других местах. Значительные месторождения пермского возраста известны в Хуане (Китай). В юрскую эпоху были сформированы месторождения марганца в Северной Америке, Испании и Италии. В вы-

дающуюся по масштабам марганценакопления палеогеновую эпоху были образованы месторождения Никополь (Украина), Чиатуры (Кавказ), Марсятское, Полуночное и другие (восточный склон Северного Урала), а также месторождения во Франции, Италии и других странах.

Месторождения марганца и железа надне современных океанов выявлены океанографическими экспедициями разных стран. Они представлены отложениями желваков, выстилающих крупные площади дна Тихого, Атлантического и Индийского океанов. Желваки имеют диаметр от 1 до 25 см, представляют собой окрепшие коллоидные сгустки и состоят из тонкодисперсной смеси окислов и гидроокислов железа и марганца, адсорбированных редкие элементы. В их состав по данным опробования в Тихом океане входят (в %):

	от — до	среднее
Mn	8—50	24
Fe	2,5—27	14
Co	0,014—2,3	0,35
Ni	0,16—2	0,99
Ti	0,11—1,7	0,67
V	0,021—0,11	0,054
Cu	0,028—1,6	0,53
Mo	0,01—0,15	0,05

Запасы этих рудных желваков на дне Тихого океана, по данным Дж. Мера, достигают огромной цифры 10^{12} т.

Месторождения алюминия (бокситы) разделяются на три группы: 1) остаточные, или латеритные, 2) осадочные платформенные, 3) осадочные геосинклинальные. К остаточным месторождениям латеритной коры выветривания, как уже указывалось ранее, принадлежат бокситы Енисейского края в СССР, а также бокситы Бразилии, США

(Арканзас), Западной Африки, Индии, Индонезии, Австралии. К осадочным платформенным относятся палеозойские бокситы Тихвина и Мугоджар, мезозойские бокситы Северного Казахстана и Тургая, а также Арканзаса в США, Австралии, Индии и других стран.

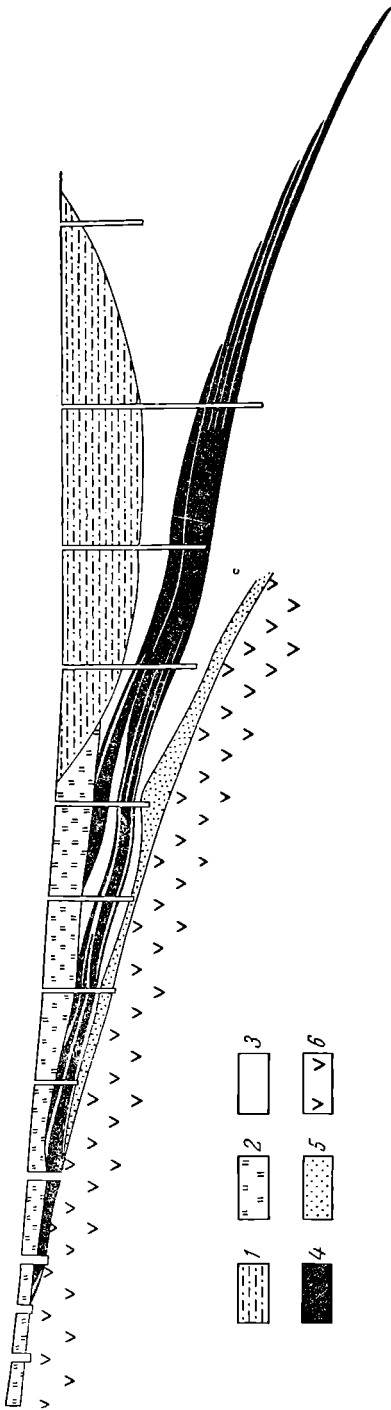


Рис. 273. Схематический разрез через Полуночное месторождение. По Ю. Асанову

1 — аллювиальные отложения; 2 — наносы; 3 — опоковые глины; 4 — марганцевые руды; 5 — кварц-глаукоцитовые песчаники; 6 — туфы пироксеновых порфиритов

По условиям залегания они подразделяются на отложения склонов, долин, котловин и карстовые. Геосинклинальные бокситы известны среди осадочных пород различного возраста. К верхнему протерозою относится Боксонское месторождение в Восточных Саянах, к девону — месторождения Урала и Салаира, к карбону — месторождения Средней Азии, к мезозою и палеогену — месторождения Средиземноморской бокситовой провинции (Венгрия, Югославия, Франция, Греция, Турция и др.), к концу третичного и к четвертичному периоду — месторождения Ямайки и Гаити.

Залежи бокситов имеют форму пластов, линз, лентовидную и гнездообраз-

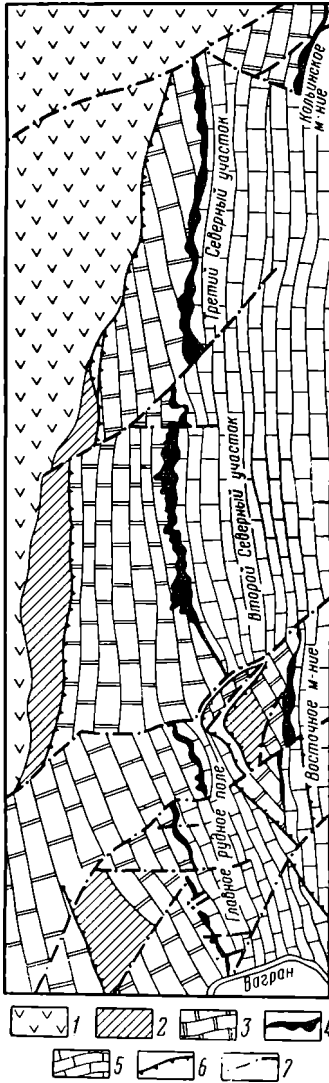


Рис. 274. Схема геологического строения месторождения бокситов Красная Шапочка на Северном Урале. По А. Пейве

1 — вулканические породы сосвинской свиты; 2 — слоистые известняки сарайной свиты; 3 — массивные известняки петропавловской свиты; 4 — бокситы; 5 — известняки вагранской свиты; 6 — надвиги; 7 — сбросы

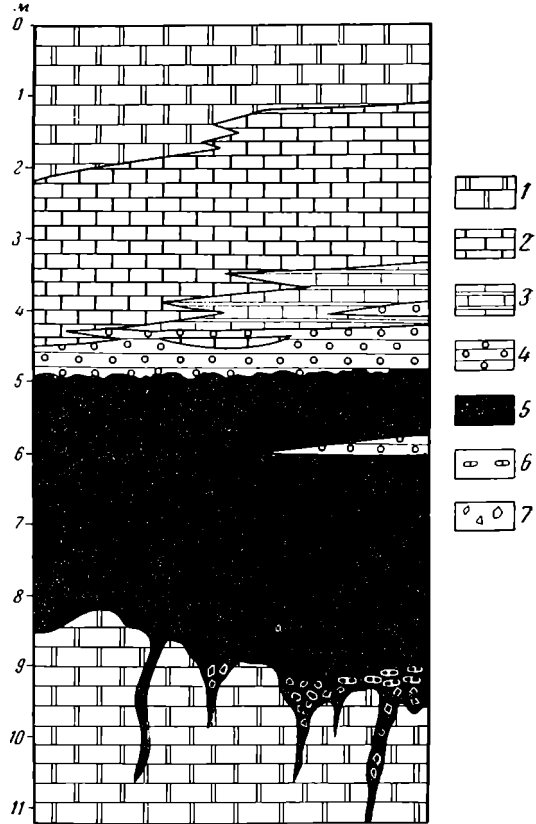


Рис. 275. Обобщенная геологическая колонка девонских бокситовых залежей геосинклинального типа Северного Урала. По Г. Бушинскому

1 — известняк светло-серый массивный; 2 — известняк темно-серый; 3 — мергель темно-серый и черный с прослойками известняка; 4 — боксит серый слоистый с морской фауной; 5 — боксит красный; 6 — гальки известняка; 7 — угловатые куски известняка

ную (рис. 274). Они достигают длины и ширины нескольких километров при мощности до первых десятков метров. Для многих из них характерна сложная, раскарстованная поверхность почвы залежей (рис. 275). По структуре различают метасоматические, бобовые, бобово-оолитовые, песчанниковые и афанитовые бокситы. Они бывают каменистые,

плотные, кавернозные и рыхлые. В состав боксита входят: 1) глинозем, преимущественно свободный, 2) окислы железа, преимущественно в форме гематита, гидрогематита, гётита и гидрогётита, 3) кремнезем, связанный главным образом с каолинитом, реже с галлуазитом и хлоритом, 4) окислы титана.

По минеральным формам обособления глинозема различают две главные разновидности бокситов: 1) моногидратную (одноводную), состоящую из бёмита или его кристаллической разновидности — диаспора ($Al_2O_3 \cdot H_2O$); 2) тригидратные (триводные), состоящие из гиббсита ($Al_2O_3 \cdot 3H_2O$).

Наиболее сложной стороной генезиса бокситов является форма переноса глинозема в растворе. На заре исследования этой проблемы представлялось, что перенос глинозема осуществляется в основном в виде взвеси (С. Малявкин). Затем, начиная с 30-х годов нашего века, А. Архангельский, Ю. Горецкий и другие энергично пропагандировали идею переноса глинозема в форме химического раствора при участии серной кислоты, образующейся вследствие выветривания сульфидов, способствующей разрушению алюмосиликатов и переводу глинозема в раствор кислых вод. В настоящее время на передний план вновь выдвигается гипотеза миграции алюминия в поверхностных водах в форме взвесей (Бушинский, 1958). Некоторые исследователи придают существенное значение в формировании бокситов процессам диагенеза на дне водоемов и последующему воздействию грунтовых вод, выносящих щелочи и кремнезем и обогащающих залежи глиноземом.

Руды цветных и редких металлов. Реальными месторождениями цветных и редких металлов осадочного генезиса представляются месторождения урана, меди, ванадия, молибдена, стронция, германия. Подавляющая часть минеральной массы этих месторождений формировалась вследствие процессов сорбции и реакций окисления — восстановления в среде осадка. Они приурочены в основной своей массе к трем группам осадочных пород: 1) так называемым черным сланцам битуминозной формации ранней стадии геосинклинального развития, встречающимся также среди платформенных образований, 2) фосфорсодержащим породам, 3) пестроцветным отложениям поздней стадии геосинклинального развития.

Черные сланцы содержат рассеянную вкрапленность сульфидов железа, меди, молибдена, окислов урана и ванадия, иногда достигающую промышленной концентрации.

Ураноносные углеродсодержащие черные сланцы известны среди осадков протерозойских, рифейских, каледонских, герцинских, киммерийских и альпийских геосинклиналей. Первичная концентрация урана в них очень низкая и составляет тысячные-сотые доли процента. Однако огромные массы ураноносных черных сланцев нередко сосредоточивают грандиозные запасы урана. Так, например, запасы урана в толще девонских сланцев формации Чаттангуа в США согласно А. Батлеру оцениваются в 5 млн. *t* при содержании металла всего лишь 0,006%.

Примером месторождения меди может служить Мансфельд в ГДР. Пласт битуминозных мергелистых сланцев мощностью 20—40 см прослеживается здесь среди конгломератов, песчаников и глинистых сланцев перми на расстоянии нескольких километров (рис. 276). В нем тонко распылены: борнит, сфалерит, халькозин, реже пирит, галенит, блеклая руда и самородное серебро. Кроме элементов, входящих в состав этих минералов, руда содержит ванадий, молибден, никель, платину, палладий, рений и др. Наблюдается зональность, заключающаяся в том, что медь преобладает в глубинных зонах местных ложбин цехштейновых осадков и в нижней части рудного пласта, а цинк, наоборот, по периферии и в верхней части пласта.

Руда рассматривается как продукт взаимодействия содержащей металлы морской воды с десульфуризирующими бактериями сапропелевого

ила на дне моря. В медистом сланце распространены точечные стяжения сульфидов, которые Г. Шнейдерхеном, П. Рамдором и другими рассматриваются как остатки «оруденелых бактерий». Позднее породы были разбиты сбросами, на пересечении которых с рудным пластом при циркуляции гидротермальных растворов возникли баритовые жилы с арсенидами кобальта.

Фосфорсодержащие породы часто содержат повышенное количество урана. Хорошо известным примером их является фосфоритовый пояс Скалистых гор формации «фосфория» пермского возраста в США. Этот пояс протягивается на 1500 км при мощности фосфорсодержащей ураноносной формации от 100 до 300 м. Крупные размеры пояса даже при очень убогом содержании урана в сотые и тысячные доли процента обеспечили накопление в пределах формации «фосфория» 600 тыс. т урана.

Пестроцветные отложения содержат осадочные месторождения меди, урана и стронция. Их примером, согласно М. Рубо, могут служить ураноносные пестроцветные толщи пород пермокарбона и пермотриаса восточных Альп, Карпат и Центрального плато Франции. Первичная рудная минерализация локализуется в серо-зеленых пачках, сформированных в восстановительных условиях и разделенных пластами красного цвета, свидетельствующих о режиме окисления. На фоне обширных площадей убогого оруденения пестроцветных толщ местами возникают локальные скопления богатых руд, обусловленные перегруппировкой рудных минералов позднейшими гидротермальными или грунтовыми водами.

Осадочные месторождения германия связаны с повышенным содержанием этого элемента в золе некоторых углей.

Роли бактерий в образовании осадочных рудных месторождений.

Большой ряд исследователей поддерживает идею о значительном участии микроорганизмов в формировании осадочных рудных месторождений. Сводки данных и точек зрения об этом были опубликованы Б. Перфильевым в 1926, а А. Вологдиным в 1947 г. Однако вслед за этим Н. Страхов, обстоятельно рассмотревший фактические данные об участии бактерий в осадочном рудообразовании, обратил внимание на следующие обстоятельства, не позволяющие приписывать им сколько-либо существенную роль в этом процессе. Во-первых, находки бактериальных структур в железных рудах относятся к болотным образованиям, не играющим существенной роли в формировании промышленных месторождений. Во-вторых, все они связаны с окисными рудами и не подтверждены для руд карбонатного и силикатного состава. В-третьих, они столь редки, что никак не могут характеризовать общую картину рудонакопления. В связи с этим Н. Страхов пришел к заключению, что участие бактерий в рудоотложении было случайным и ничтожным.

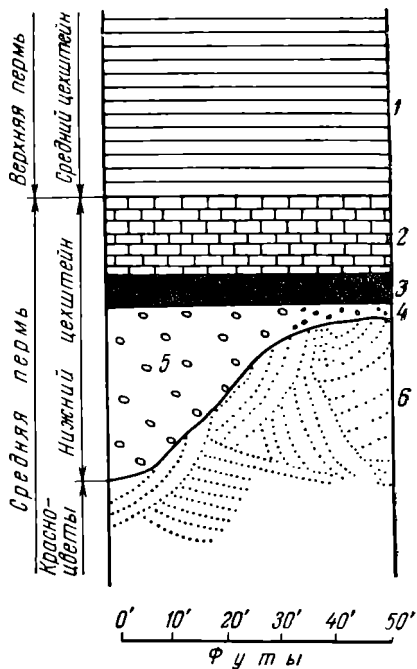


Рис. 276. Разрез месторождения медистых сланцев Мансфельда

1 — ангидрит; 2 — известняк; 3 — медистый сланец; 4 — белый песчаник; 5 — конгломерат чехштейна; 6 — песчаник красного лежня

БИОХИМИЧЕСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Формирование биохимических осадочных месторождений может быть проиллюстрировано на примере фосфоритов, карбонатных и кремнистых пород, а также каустобиолитов.

Фосфориты. Среди фосфоритов выделяются платформенные и геосинклинальные месторождения. Наиболее значительные платформенные месторождения приурочены к синеклизам, а геосинклинальные — к узким прогибам шельфа (Гиммельфарб, 1958).

Платформенные месторождения фосфоритов возникали в широком климатическом диапазоне, охватывающем моря как гумидной, так и аридной палеоклиматических зон. Геосинклинальные месторождения формировались преимущественно в обстановке аридного климата.

Фосфоритовые залежи обычно имеют пластовую или пластообразную форму и обладают значительными размерами. Так, например, зона распространения фосфоритовых пластов геосинклинального месторождения Каратау в Западном Казахстане, вытянутая на 100 км при ширине 40—50 км, содержит от одного до семи пластов.

Платформенные месторождения менее значительны по размерам.

Строение и состав фосфоритов достаточно своеобразны. По характеру строения пластов выделяют фосфориты желваковые и массивные. Желваковые месторождения свойственны платформенным образованиям и представляют собой овальные скопления фосфоритов среди глинисто-песчаных пластов. Желваки имеют двоякое происхождение. Чаще всего они представляют стяжения, возникшие вследствие диагенеза фосфорсодержащего осадка. Реже к ним относятся скопления фосфоритовых галек. Массивные фосфориты характерны для геосинклинальных месторождений.

Минеральный состав фосфоритовых месторождений определяется фосфоритом, представляющим сложное химическое соединение фосфорнокислого, фтористого и углекислого кальция типа $n \cdot \text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8 \cdot m \text{CaF}_2 \times k \text{CaCO}_3$. А. Казаков (1950) различает в нем три фракции:

- 1) фтор-апатит $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \text{CaF}_2$ (наиболее распространенная);
- 2) карбонат-апатит $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \text{CaCO}_3$;
- 3) гидроксил-апатит $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \text{Ca}(\text{OH})_2$.

В минеральный парагенезис с фосфоритом обычно входят кальцит и глауконит, иногда хлорит и сидерит, а для желваковых месторождений также органическое вещество.

Источником фосфора для фосфоритовых месторождений служит сравнительно легко растворимый апатит магматических пород. Фосфор, сносимый в морские водоемы, осваивается животными и растительными организмами. Концентрация фосфора в костях, панцирях, тканях и крови морских организмов достигает значительных размеров. Содержание фосфорнокислого кальция в костях позвоночных животных достигает 60%, в раковинах некоторых разновидностей лингул и оболусов 80—91,5%.

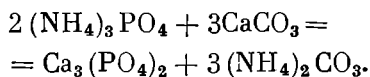
Обычно фосфор жадно осваивается морскими организмами в приустьевых частях рек, создающих своеобразный биофильтр, не пропускающий растворенные фосфаты в центральные части водоемов. Фосфор поступает туда исключительно в биомассе, из которой он и может накапливаться на дне бассейнов.

По мнению других геологов, например К. Зеленова, основным источником фосфора, растворенного в морской воде, является фосфор, привносимый подводными вулканическими эксгаляциями.

Отложение фосфатных соединений на дне моря может осуществляться двумя способами — биологическим и биохимическим.

В первом случае в результате отмирания морских организмов и скопления их на дне моря вначале, согласно схемы Колле, происходит раз-

ложение органического вещества с образованием углекислого аммония и фосфорнокислого кальция. Затем взаимодействие этих соединений приводит к выделению фосфорнокислого аммония. Далее, фосфорнокислый аммоний, реагируя с известковистыми раковинами, образует фосфорит по следующей реакции:



Эта схема приложима для образования платформенных желваковых фосфоритов. Их представителями могут служить Вятско-Камские, Егорьевское подмосковное, Полпинское близ Брянска, Эстонские близ Таллина и другие месторождения (рис. 277).

Более сложным биохимическим путем накапливается фосфор в геосинклинальных бассейнах. Схема формирования фосфоритовых месторождений для этих условий разработана А. Казаковым (1950). Она основана на результатах измерения концентрации фосфора в колонне вод современных океанов. Эти измерения позволяют выделить четыре горизонта вод с различным содержанием фосфора (рис. 278). Первый, верхний горизонт глубиной до 50 м относится к зоне фотосинтеза, характеризуется поглощением фосфора фитопланктоном и низким остаточным содержанием его в воде, редко достигающим 10—50 мг/м³. Второй горизонт глубиной от 50 до 300—400 м представляет зону прохождения отмерших организмов и отличается также низким, но постепенно нарастающим содержанием фосфора. В третьем горизонте на глубине от 300—400 примерно до 1000—1500 м происходит массовое разложение отмерших организмов, выделение из них фосфора и обогащение им воды; содержание P₂O₅ достигает здесь 200—300 мг/м³ воды и даже более. В четвертом, самом глубоком горизонте, содержание фосфора вновь снижается.

Фосфоритовое месторождение может образоваться при наличии глубинного течения, направленного из глубинной части к берегу водоема. «В этом случае, когда эти глубинные холодные воды, насыщенные CO₂ и P₂O₅, подводятся глубокими течениями в область материкового шельфа, неизбежно наступает уменьшение парциального давления CO₂. Этому способствует уменьшение гидростатического давления, нагрев восходящих вод, диффузия избытка CO₂ в обедненные углекислотой поверхностные зоны фитопланктона, а также и возможное добавочное растворение этими восходящими «агрессивными» водами известковых осадков... Вследствие уменьшения парциального давления CO₂ в этих восходящих слоях морской воды система ранее установившегося равновесия нарушается, и воды становятся пересыщенными по отношению к CaCO₃ и 3Ca₃(PO₄)₂ CaF₂²⁺» (Казаков, 1950).

Так возникают условия для химической садки кальцита и фосфорита, их концентрации на склоне шельфа и образования пластов фосфоритов геосинклинального типа. Их представителями могут служить месторождения Каратау в Западном Казахстане (рис. 279), многочисленные

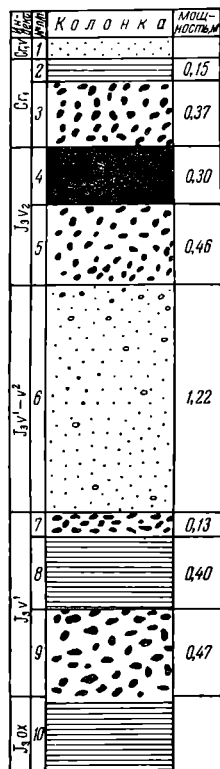


Рис. 277. Колонка фосфоритосодержащих пород на Воскресенско-Лопатинском руднике Егорьевского месторождения

1 — валанжинские пески; 2 — рязанская глина; 3 — рязанский фосфоритовый слой; 4 — верхневолжская фосфоритовая плита; 5 — верхневолжский подплитный слой; 6 — нижневолжский глауконитовый песок; 7 — нижневолжская фосфоритовая прослойка; 8 — нижневолжская сланцеватая глина; 9 — нижневолжский фосфоритовый слой; 10 — оксфордская глина

месторождения формации «фосфория» в западных штатах США, а также многочисленные месторождения Северной Африки и др.

Геологический возраст фосфоритовых месторождений разнообразен. К древнейшим, докембрийским, принадле-

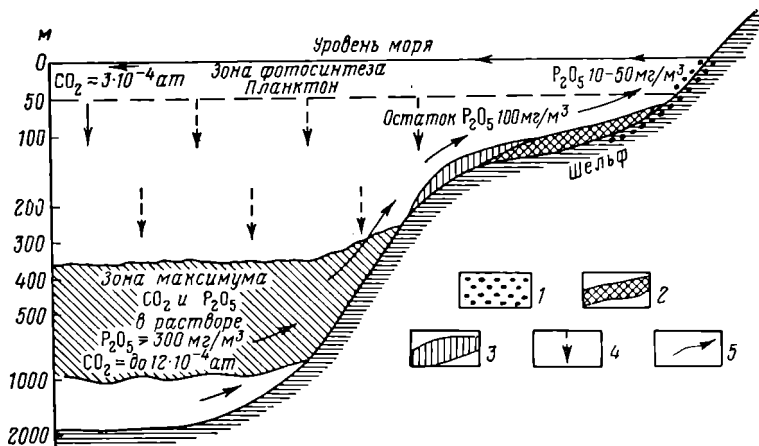


Рис. 278. Схема фосфоритообразования — осаднения фосфатов из морской воды в зоне шельфа в условиях восходящих холодных глубинных течений. По А. Казакову

1 — фация береговых галечников и песков; 2 — фосфоритная фация; 3 — фация известковых осадков; 4 — падение остатков планктона; 5 — направление течений

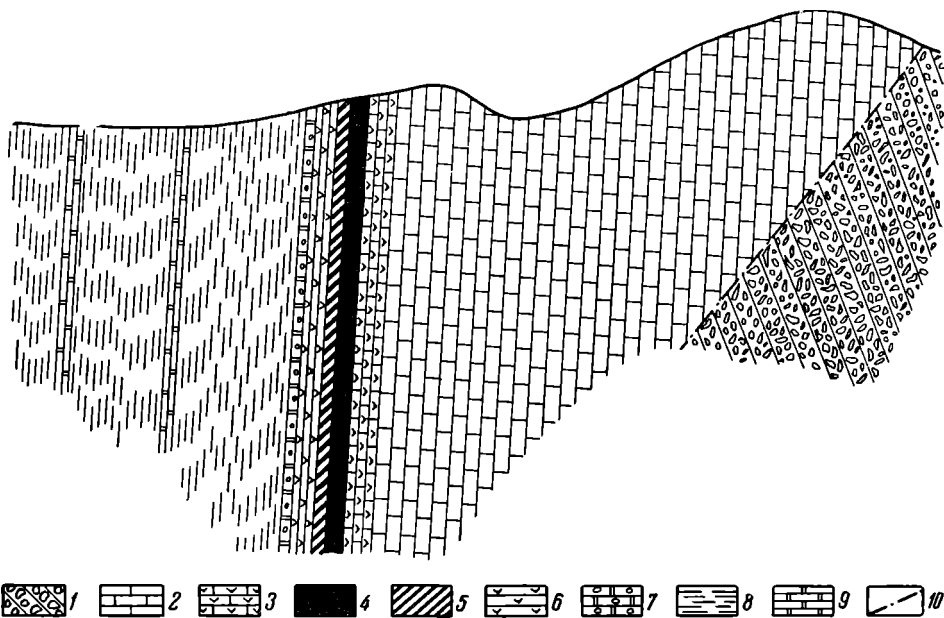


Рис. 279. Схематический геологический разрез через центральную часть фосфоритового месторождения Каратау

1 — верхний девон (конгломераты); 2 — нижний силур — средний кембрий (нерасчлененные известняки и доломиты); 3 — нижний силур — средний кембрий (горизонт «бурых известняков»); 4 — средний кембрий (фосфатная серия, главная фосфоритовая пачка); 5 — средний кембрий (фосфатная серия, кремниевая и нижняя фосфоритовая пачки); 6 — средний кембрий (фосфатная серия, кремниевая пачка); 7 — средний кембрий (горизонт «нижних» доломитов); 8 — нижний кембрий (нерасчлененные кремнистые породы); 9 — нижний кембрий (первый и второй горизонты доломитов); 10 — линии тектонических нарушений

жат фосфориты Китая (Тунь Шань) и Японии. К кембрийским относятся крупные месторождения Каратау в Казахстане, Подолии, Китае (Юннань) и др. В силуре были образованы месторождения в оболочках песчаниках

Эстонии и Швеции, в ГДР, Англии и других странах. Среди девонских отложений известны фосфоритовые месторождения в Пиренях Франции и Испании, во Вьетнаме, в Тенесси (США) и в других местах. К пермским принадлежат крупные месторождения формации «фосфория» на территории США. Юрский возраст имеют Егорьевские фосфориты Подмосковья и Центрального плато Франции. Обильные фосфориты мелового периода, известные на Русской платформе (Вятские, Хоперские, Саратовские и др.), в Арденнах, в Парижском бассейне, в Индии (Тричинополи), Египте. К палеогеновым относятся фосфоритовые месторождения Марокко, Алжира, Туниса, Нигерии, а также восточного склона Урала. Наконец, неогеновые месторождения фосфоритов известны во Флориде (США).

Месторождения гуано. С точки зрения высокого содержания фосфора, месторождения гуано тяготеют к фосфоритам. Они известны на островах Перу, где образуют пласты мощностью до 35 м. Образование их обязано скоплению в течение длительного времени в обстановке жаркого климата экскриментов птиц, населяющих острова. Здесь различают два типа гуано:

- 1) растворимое, недавнего происхождения, содержащее кроме легкорастворимого фосфорно-кислого кальция также и нитраты;
- 2) труднорастворимое, более старое, выщелоченное, с высоким содержанием фосфата и отсутствием легкорастворимых нитратов.

Карбонатные породы. К карбонатным породам, используемым в качестве полезных ископаемых, относятся известняки, доломиты и мергели. Известняки состоят в основном из кальцита (56% CaO), доломиты — из доломита (30,4 CaO , 21,9, MgO), мергели — из карбонатов в смеси с глиной. Переходные по составу породы называются доломитовый известняк, известняковый доломит, доломитовый известковый мергель и т. п.

Известняки образуются преимущественно биохимическим путем вследствие накопления кальцита в скелетах и раковинах отмирающих морских организмов. В связи с этим различают известняки строма-толитовые, цельнораковинные (ракушняка), раковинно-детритовые и микрозернистые (мел). В верхнем протерозое и рифее формировались хемогенные известняки. Начиная с палеозоя химическое осаждение известняков в виде оолитовых масс на дне моря или туфов и натеков источников уже не играет такой существенной роли. Среди известняков выделяются слабоизмененные разности морских платформенных и геосинклинальных осадков и измененные разности — трещиноватые и брекчированные, перекристаллизованные (мраморы), замещенные (доломитизированные и дедоломитизированные, окремненные, серпентинизированные).

Доломиты рассматривались как продукты взаимодействия CaCO_3 осадка и MgSO_4 морской воды (согласно реакции Гайдингера). В связи с тем, что этот процесс может идти только при высокой температуре или давлении, эта гипотеза оставлена. Считается, что в протерозое и рифее при высоком давлении углекислоты атмосферы и повышенном значении рН морской воды, доломиты могли выпадать на дне моря в виде химического осадка. Начиная с палеозоя, при изменившихся условиях атмосферы и гидросферы, формирование доломитов идет в основном в результате доломитизации известкового осадка в процессе диагенеза. Известны также вторичные доломиты и доломитизированные породы, связанные с гидротермальным изменением известняков.

Мергели, в том числе и различные цементные мергели, представляют собой смешанные глинисто-карбонатные морские осадки.

Кремнистые породы. Источником кремния является кремнезем, находящийся в морской воде, согласно К. Краускопфу, в виде истинного раствора H_4SiO_4 ; растворимость аморфной разновидности кремнезема достаточно высокая и достигает 100—140⁻⁴%. Среди осадочных кремнистых пород различают диатомиты, трепелы и опоки.

Д и а т о м и т представляет собой тонкозернистую пористую породу, состоящую главным образом из мельчайших панцирей диатомовых водорослей, накопившихся вследствие их массовой гибели.

Т р е п е л столь же тонкозернистая пористая порода, состоящая из мельчайших округлых телец опала и халцедона с остатками радиолярий, спикул, губок и фораминифер.

О п о к и — более плотные кремнистые породы, состоящие из аморфной массы кремнезема в смеси со скелетами диатомий, радиолярий и губок; они рассматриваются как частично преобразованные диатомиты и трепела.

Кремнистые породы образуют пластообразные залежи мощностью от 0,4 до 55 м.

В докембрии и раннем палеозое преобладали хемогенные кремнистые образования. Затем они все более и более вытесняются биогенными осадками, питательной средой которых является как кремнезем, привносимый поверхностными водами в эпиконтинентальные и геосинклинальные моря, так и кремнезем подводных вулканических эффузий геосинклинальных морей. В связи с последними наблюдается периодический расцвет кремнистого осадкообразования, следующий за вспышками вулканической активности.

Угли. Геология ископаемых углей представляет большой самостоятельный раздел учения о минеральном сырье, рассматриваемый в специальном курсе. Здесь для полноты общей картины геологии полезных ископаемых конспективно излагаются лишь основные положения этого курса, в основном по соответствующему разделу книги «Курс месторождений полезных ископаемых» (Изд-во «Недра», 1964), составленному Г. Ивановым, И. Купровым и др.

Месторождения углей принадлежат к образованиям ф и т о г е н н ы м, связанным с жизнедеятельностью древних растений. В хлорофильных зернах этих растений под влиянием световой энергии происходил синтез из углекислого газа и воды первичного органического вещества, аккумулирующего солнечную энергию. При последующем неполном разложении отмерших растений, осуществлявшемся при дефиците кислорода, происходило постепенное накопление органической массы, представляющей исходный материал для углеобразования.

Первичная органическая масса ископаемых углей разделяется на сапропелевую и гумусовую.

С а п р о п е л е в ы е осадки формировались при накоплении на дне водоемов отложений простейших, главным образом планктонных водорослей, ткани которых состоят преимущественно из белков и жиров при незначительном количестве клетчатки. Разложение сапропеля под слоем воды, изолирующим осадок от кислорода воздуха, приводит к его б и т у м и н и з а ц и и, сопровождающейся обеднением кислорода и концентрацией углерода и водорода.

Г у м у с о в ы е осадки возникали при накоплении и последующем преобразовании на дне водоемов отмерших высших растений. Эти растения накапливались а в т о х т о н н о на месте их произрастания или а л л о х т о н н о, сносясь в пониженные части рельефа водными потоками. Если такими депрессиями были озера, то возникали л и м н и ч е с к и е, а если прибрежные части морей, то п а р а л л е с к и е месторождения угля. Ткани таких растений состоят в основном из лигнита и целлюлозы (60—70%), некоторого количества белков (до 15%) и незначительной доли кутины, воска, смолы и суберина (до 5%): Наиболее легко разлагается целлюлоза, труднее лигнит и белки, еще труднее остальные вещества. В прибрежных зонах водоемов и в болотах происходило первичное разложение растительной массы или их гумификация, сопровождающаяся накоплением слабее разрушающихся компонентов, из смеси которых возникал т о р ф, исходный материал для гумусовых углей, имеющих наибольшее практическое значение.

В соответствии с этими двумя процессами накопления исходной органической массы, необходимой для углеобразования, выделяется две группы ископаемых углей — гумулиты и сапропелиты. Гумулиты в свою очередь делятся на гумиты, представляющие продукты слабого разложения, и липтобиолиты, состоящие из сильно разложившейся массы со значительной концентрацией в ней наиболее устойчивых продуктов. Сапропелиты подразделяются на гумитосапропелиты и чистые сапропелиты. Сводная характеристика условий образования перечисленных групп ископаемых углей приведена в табл. 48.

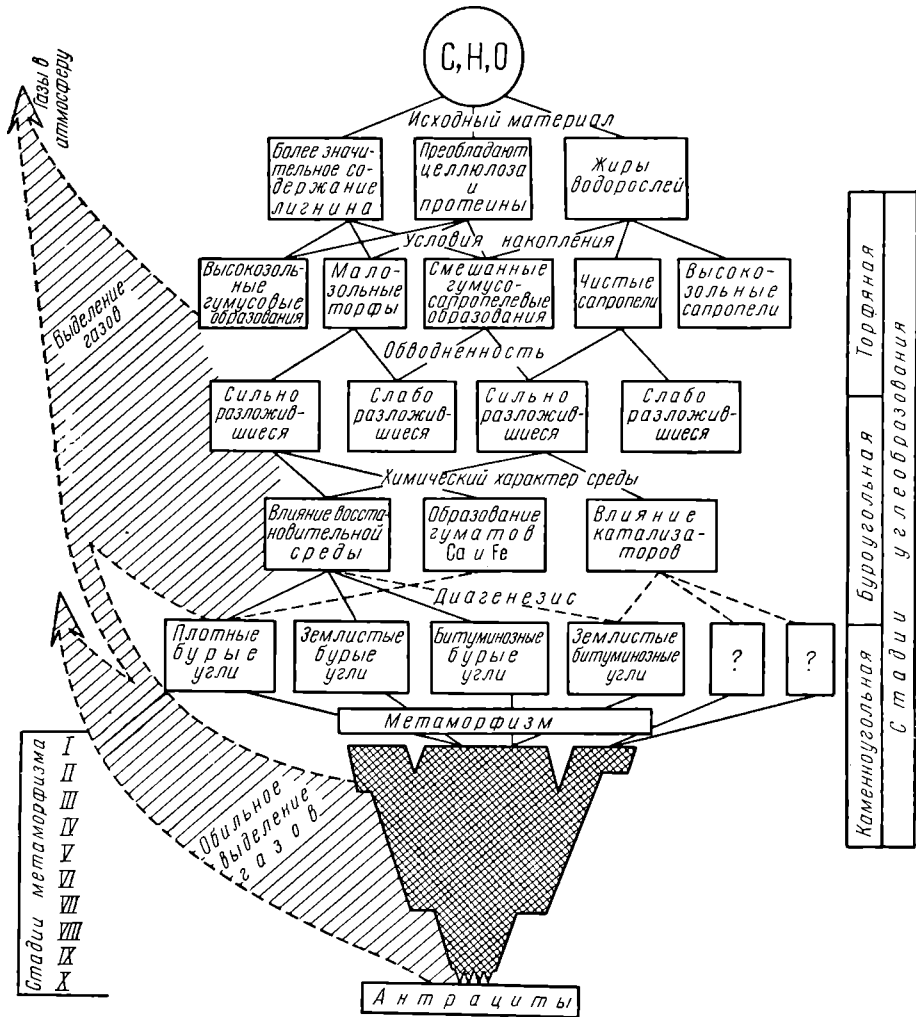


Рис. 280. Схема образования углей. По И. Аммосову

Захоронение органической массы под перекрывающими их осадками, диагенез и последующий метаморфизм приводят к ее углефикации и образованию ископаемых углей. При этом происходит уплотнение, обезвоживание, цементация и полимеризация исходного рыхлого и влажного осадка. Вследствие этого исходная растительная масса сапропеля и торфа претерпевает следующий ряд постепенного и необратимого изменения: бурый уголь, каменный уголь, антрацит, шунгит и графит (рис. 280). Такое изменение достигает наибольшей степени в геосинклинальных условиях и слабее проявляется на платформах.

Генетическая группировка углей (по Г. Иванову)

Группа	Исходный материал	Класс	Остатки, сохранившиеся в угле	Среда отложения и накопления		Деятельность микроорганизмов	Количество кислорода	Процессы превращения	Фации	
Гумолиты	Высшие растения — деревья и др. (погребенные на месте)	Гумиты	Растительные ткани, основная масса, споры, кутикула, смола	Низменное торфяное болото	Застойное	Относительно сухое	Анаэробных	Недостаточное	Гелификация, иногда битуминизация	Обводненных топяных болот
							Анаэробных и аэробных	Вначале избыточное	Фюзенизация Элювиация	«Сухих» болот влажных лесов
							Аэробных	Постоянный приток кислорода	Элювиация	Проточных болот
Сапропелиты	Низшие растения — водоросли и др. (из взвеси)	Липтобиолиты	Кутикула, смола, споры (стойкие форменные элементы)	Низменное торфяное болото	Проточное	Обводненное	Анаэробные	Недостаточное или отсутствует	Битуминизация или гелификация	Застойных открытых водоемов (озер), зарастающих озер, озерных заливов, бухт, морских лагун
		Гумито-сапропелиты	Остатки водорослей и смешанная основная масса, растительные ткани, споры, кутикула							
		Чистые сапропелиты	Преимущественно продукты превращения жирных водорослей	Озеро (открытый водоем в болоте) пресное или соленое; лагуна	Отсутствует	Битуминизация				

Состав и строение углей. В составе углей различается органическая и минеральная масса. Органическая масса углей состоит из углерода (60—96%), водорода (1—12%), кислорода (2—20% и более), азота (1—3%), незначительного количества серы и фосфора. В состав минеральной массы входят кремний, алюминий, железо, кальций, магний, калий, натрий и другие элементы. В некоторых углях отмечается повышенная концентрация бериллия, никеля, кобальта, молибдена, урана, галлия, германия, иттрия и других редких и рассеянных элементов. Известны случаи промышленного скопления в углях урана, германия и ванадия.

По признакам текстуры различают массивные и слоистые угли.

Структура углей определяется вхождением в их состав четырех инградиентов — двух матовых и двух блестящих. Матовые составные части называются *фюзен* и *дюрен*, а блестящие — *витрен* и *кларен*.

Микроструктура углей определяется комбинацией микрокомпонентов, обычно различаемых лишь под микроскопом. Среди них выделяются основная масса и форменные элементы. Основная масса представляет собой аморфное вещество, сформированное при глубоком разложении растительных остатков. Форменные элементы сохраняют признаки первичной растительной структуры. К ним относятся смолоподобные стяжения, или липоиды, лигнино-целлюлозные остатки, или *фюзен*, гелифицированные скопления (*витрен*, *ксиловитрен*, *ксилен*), сетчатые участки неясного исходного вещества и минеральные примеси терригенного, аутигенного и инфильтрационного происхождения (глина, кварц, слюда, полевой шпат, кальцит, сидерит, гипс, доломит, пирит, лимонит и др.).

Для технических целей в составе углей выделяют балластную (негорючую) и горючую массу. В негорючую массу входят влага (W) и зола (A). Горючая масса состоит из летучих компонентов (V), кокса (K) и серы (S), с разделением ее на органическую, сульфидную и сульфатную. Для этих же целей производится характеристика спекаемости и теплотворной способности углей.

Спекаемость определяется как способность угля переходить при высокой температуре в пластическую массу, затвердевающую при остывании в механически прочный кокс. Теплотворная способность (Q) угля оценивается в килокалориях на килограмм топлива. Эти данные используются для технического разделения углей (табл. 49).

Таблица 49

Техническое подразделение углей

Группа углей	Органический состав, %			Летучие компоненты (V, %)	Влага (W, %)	Теплотворность (Q)
	C	H	O + N			
Бурые	60—78	5	17—30	40—60	15—30	3500—7500
Каменные	75—92	3—6	3—17	10—42	4—15	7000—9300
Антрациты	92—97	1—3	1—3	<10	<5	8000—8400

Литология угленосных отложений. Угленосные отложения обычно состоят из перемежаемости терригенных песчано-глинистых осадков меняющегося гранулометрического состава. Непосредственно в почве и кровле пласта чаще всего находятся тонкозернистые глинистые или алевритовые породы. По мере удаления от пластов крупность зерна осадков плавно возрастает. Чередование таких гранулометрических переходов обуславливает ритмическое строение многопластовых угленосных толщ (рис. 281). Гранулометрические ритмы разделяются на простые и сложные, основные (мощностью от нескольких метров до

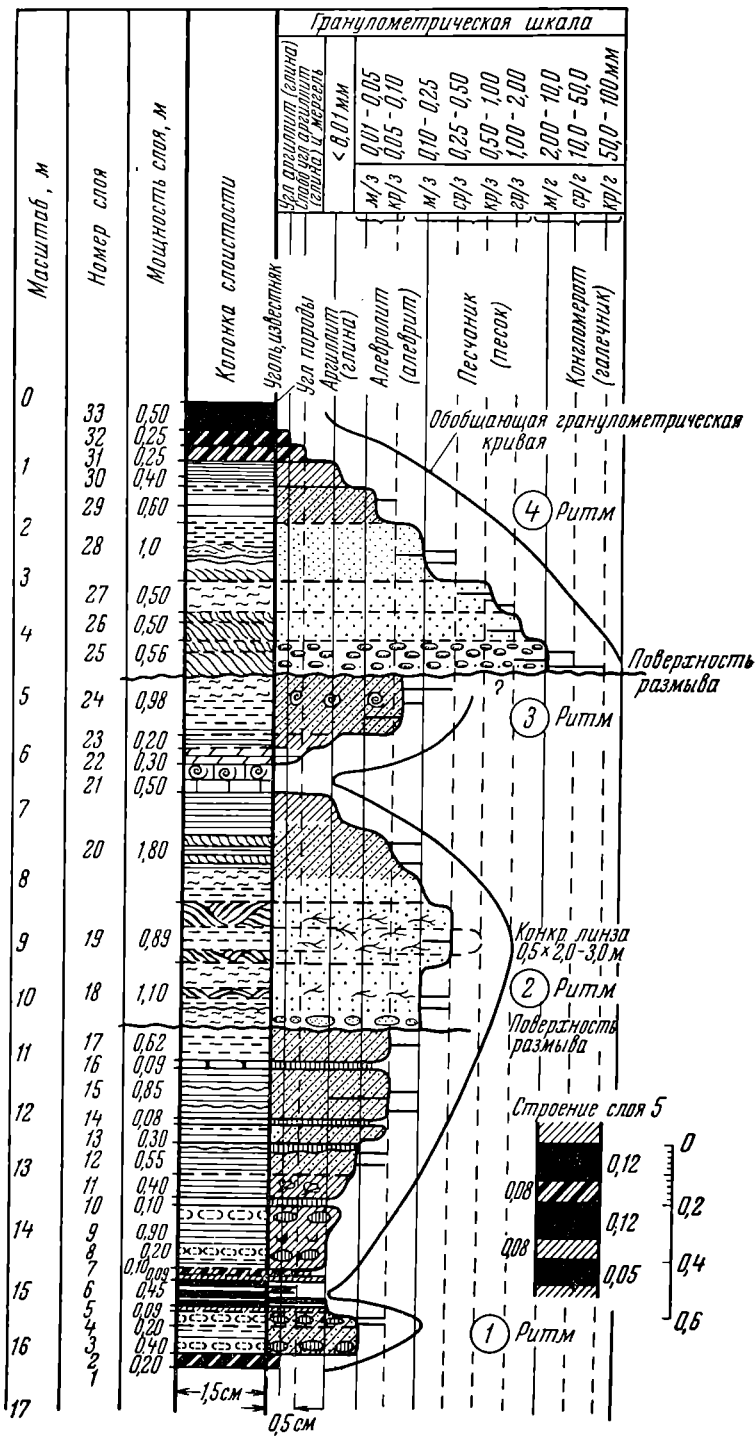


Рис. 284. Пример ритмичного строения многопластовой угленосной толщи. По Г. Иванову

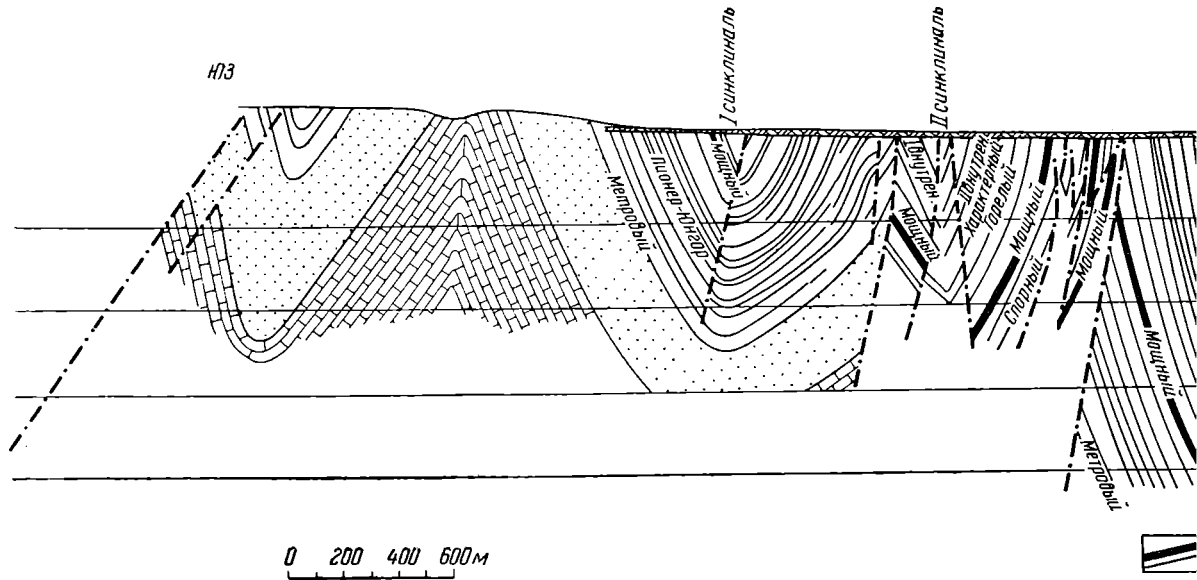
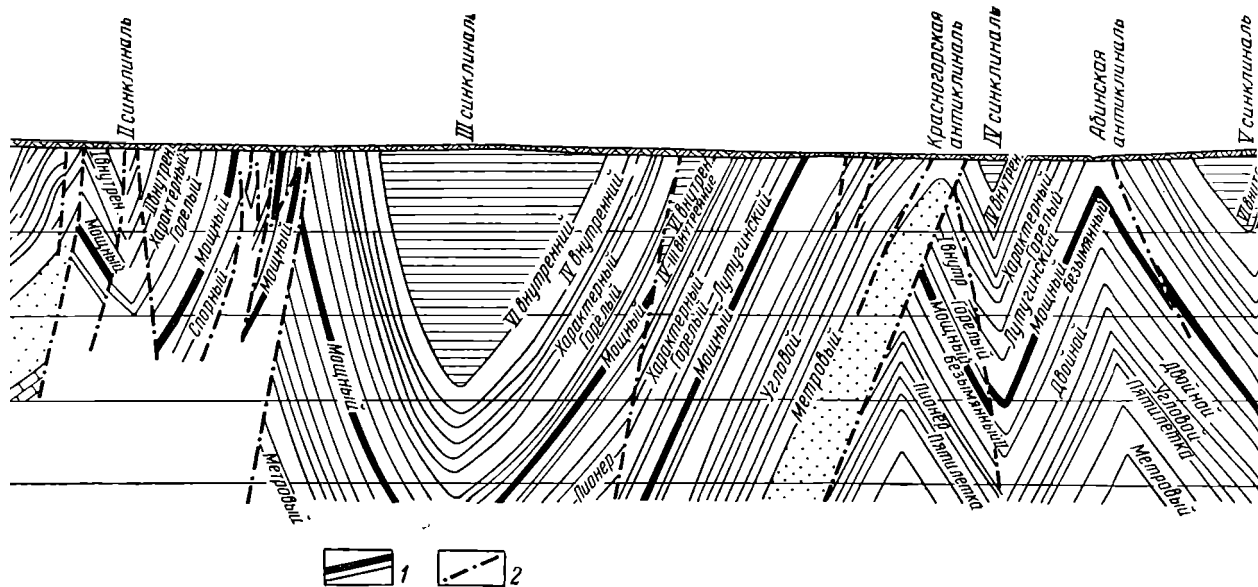
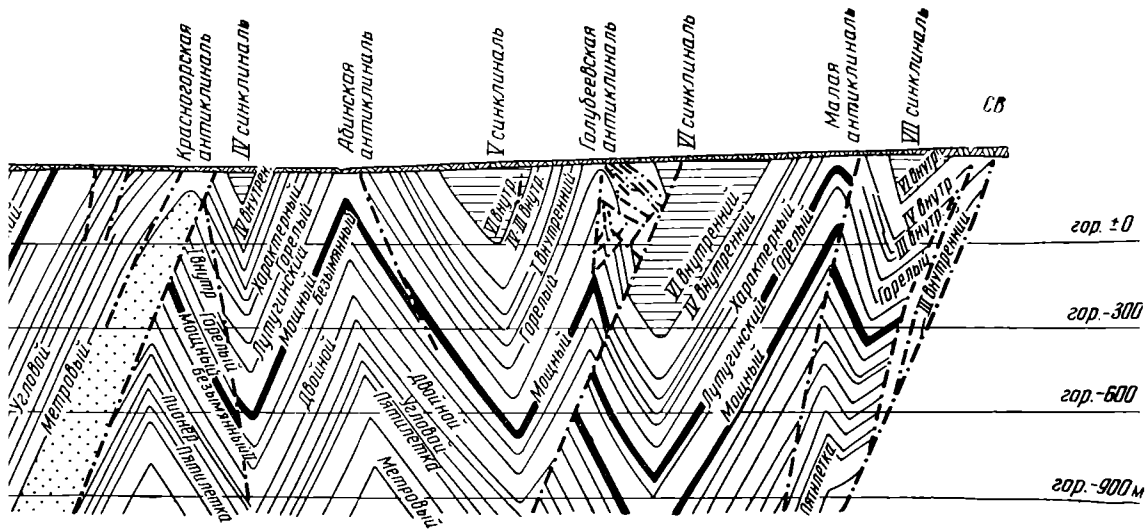


Рис. 282. Геологический разрез угольного месторождения геосин



угольного месторождения геосинклиналичного типа (центральная часть Прокопьевского района Кузбасса). По

1 — пласты угля; 2 — линии разрывов



часть Прокопьевского района (Кузбасса). По В. Яворскому

десятков метров) и элементарные (мощностью в 3—4 раза менее основных), а также полные и сокращенные. Каждый гранулометрический ритм отражает последовательную фаціальную эволюцию осадкообразования, в связи с чем различают морские, лагунные, аллювиальные и другие гранулометрические ритмы. Обычно к основанию наиболее простых, полных и мощных основных ритмов тяготеют значительные пласты угля.

Угленосные формации и их тектоническое положение. Толщи парагенетически связанных между собой угленосных отложений ритмического строения в литературе по геологии угля принято называть угленосной формацией. По условиям их образования они разделяются на формации геосинклинальные, промежуточные и платформенные.

Геосинклинальные угленосные формации возникли преимущественно на поздней стадии геосинклинального цикла развития в прибрежных, лагунных и придельтовых условиях осадконакопления. Для них характерны: 1) большая мощность угленосных отложений, достигающая десятков километров; 2) значительное количество пластов угля, доходящее до десятков и даже сотен; 3) их значительная протяженность (до десятков километров), но обычно малая мощность (редко превосходящая несколько метров); 4) интенсивная складчатая и разрывная дислоцированность, а также значительная степень метаморфизма. К ним принадлежат такие крупнейшие угольные бассейны, как Донецкий, Кузнецкий, Карагандинский, Печорский и др. (рис. 282).

Промежуточные угленосные формации создавались на стадии, переходной к платформенному режиму в лагунных, прибрежно-континентальных и озерно-болотных условиях. Для них типичны: 1) средняя мощность угленосных отложений, редко достигающая нескольких километров; 2) ограниченное количество угольных пластов, лишь иногда исчисляемое первыми десятками; 3) меньшая, чем в предыдущей группе протяженность, и разнообразная, иногда существенная (до 20 м) мощность этих пластов; 4) сравнительно слабая дислоцированность и метаморфизм в условиях типичной брахискладчатости. Их примером могут служить Минусинский, Экибастузский, Улукемский, Буреинский и другие бассейны (рис. 283).

Платформенные угленосные формации подразделяются на две подгруппы — древних устойчивых и молодых подвижных платформ. Они накапливались в лагунно-бассейновых, прибрежно-континентальных и внутриконтинентальных (озерных, болотных, речных) условиях при платформенном режиме. Им свойственны: 1) сравнительно малая мощность угленосных отложений, редко достигающая сотен метров на древних платформах и тысяч метров на молодых платформах; 2) малое количество пластов, редко доходящее до десятка-двух десятков, а обычно ограничивающееся единицами; 3) небольшая протяженность, но повышенная

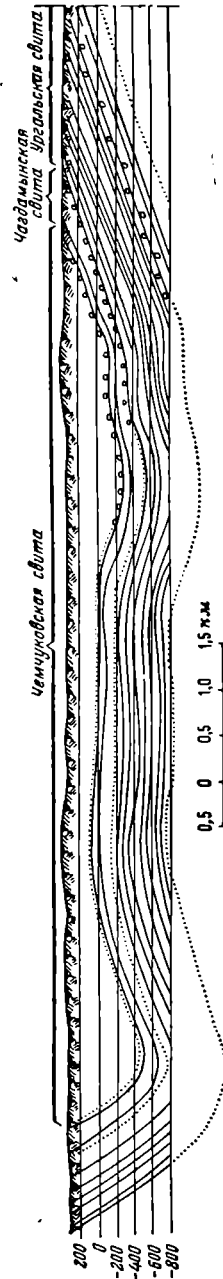


Рис. 283. Геологический разрез угольного месторождения промежуточного типа (Уральское месторождение).
По А. Матееву

и местами очень значительная (до сотен метров) мощность пластов угля; 4) ничтожная дислоцированность и слабый метаморфизм. К ним относятся Подмосковный, Тунгусский, Канско-Ачинский, Иркутский и другие бассейны на древних платформах, а также Челябинский, Тургайский, Южноуральский и другие бассейны на молодых платформах (рис. 284).

Геосинклинальные угленосные формации преобладали в палеозое, промежуточные — начинают играть существенную роль с мезозоя, а платформенные — доминируют в кайнозое.

По данным А. Матвеева (1960), на территории СССР в бассейнах геосинклинального типа сосредоточено 35%, в бассейнах переходных — 25%, а на платформах — 40% запасов угля.

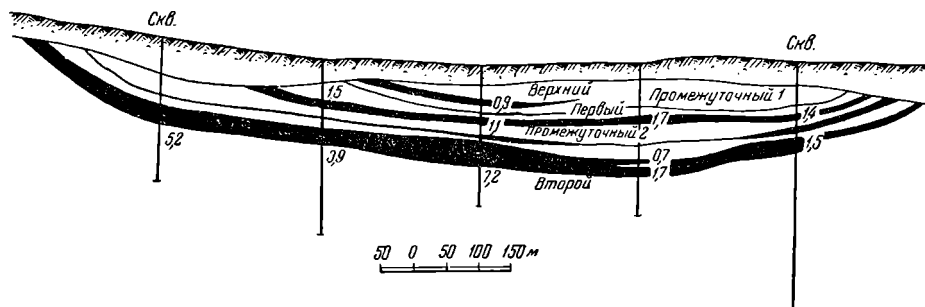


Рис. 284. Геологический разрез угольного месторождения платформенного типа (Азейское месторождение). По А. Матвееву

Геологический возраст и особенности распространения угольных месторождений. Месторождения угля известны в осадках земной коры от силура до четвертичных. П. Степанов в 1937 г. установил, что в истории осадконакопления выделяются три максимума, или три эпохи углеобразования, разделенные временем минимального углевыделения. Первый максимум приходится на верхний карбон — нижнюю пермь, второй на верхнюю юру — нижний мел, третий на верхний мел — третичный период.

П. Степановым в осадочной оболочке Земли выявлены пояса угленакпления с узлами концентрации угленосных отложений, окруженные периферическими зонами со слабым углепроявлением. На поверхности земного шара выделяются три площади с преобладанием 1) каменноугольного, 2) пермского и юрского, 3) верхнемелового и третичного угленакпления.

Площадь с преобладанием каменноугольного угленакпления охватывает восточную половину Северной Америки, Европу, северную половину Африки и западную часть Азии; в ее пределах сосредоточено более 22% мировых запасов угля. На площади выделяется основной широтный пояс угленакпления, протягивающийся из восточных штатов США, через Англию, Францию, Бельгию, ФРГ, ГДР, Чехословакию и Польшу в СССР, где он фиксируется в Донбассе, Караганде и Северном Казахстане.

Площади с преобладанием пермского и юрского угленакпления перекрывают восточную часть Азии, Австралии, южные и северные полярные земли, юго-восточные части Африки и Южной Америки; на их территории находится около 27% мировых запасов угля. Пояс пермского угленакпления протягивается в направлении, близком к меридиональному, от Печорского бассейна к Таймырскому и Тунгусскому, затем через Кузнецкий и Минусинский бассейн переходит в Китай, Индию и Восточную Австралию. Юрские пояса имеют широтную ориентировку.

Площади с преобладанием верхнемелового и третичного угленакпления охватывают восточное побережье Азии и Австралии, архипелаги Тихого океана, западные побережья Северной и Южной Америки, опоясы-

вая Тихий океан грандиозным кольцом; в нем сосредоточено около половины мировых запасов угля.

Горючие сланцы. Месторождения горючих сланцев состоят из глинистых, песчанистых и известковистых горных пород, содержащих в своем составе значительное количество продуктов разложения органических веществ и обладающих вследствие этого горючими свойствами. Содержание органического компонента не превышает 60%, поэтому горючие сланцы отличаются от углей более значительной зональностью и меньшей теплотворностью. По происхождению органических веществ различают гумусовые, битуминозные и сапропелевые сланцы; только последние используются промышленностью.

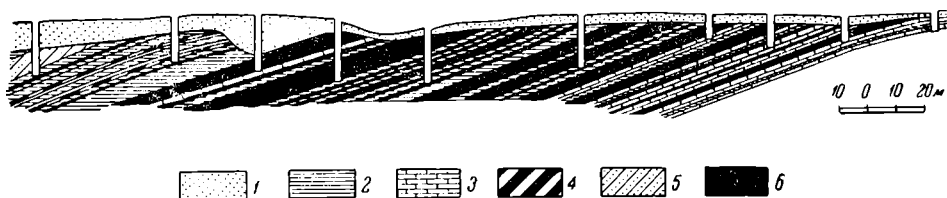


Рис. 285. Дмитриевское месторождение горючих сланцев. Разрез по шурфам на правом берегу р. Чернушки. По М. Финкельштейну

1 — наносы; 2 — глинистый сланец; 3 — известняк; 4 — углистый сланец; 5 — песчаник; 6 — горючий сланец

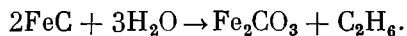
Среди месторождений горючих сланцев известны образования всех периодов. К кембрийским принадлежат месторождения северо-востока Сибирской платформы; к ордовикским — сланцы северо-запада СССР и Швеции; к девону — образования Тимана, Урала, Кузнецкого бассейна, а также ряда районов Канады и США; широко распространены месторождения каменноугольного периода, известные в Казахстане, на Урале, в США, Канаде, Англии и Испании; значительны пермские месторождения Франции, США, Австралии; известны месторождения всех трех систем мезозоя, особенно значительные для юрского периода на Русской платформе, в Казахстане, в Восточной Сибири, Канаде, Англии и Южной Африке; третичным отложениям подчинены горючие сланцы США и Северного Китая. Пример месторождения горючих сланцев приведен на рис. 285.

Нефть и газ. Месторождениям нефти и газа посвящена огромная литература, сведенная в специальные курсы по их геологии. В данной книге в самом сжатом виде приводятся лишь некоторые наиболее существенные общие сведения о геологии нефти и газа, заимствованные в основном из соответствующего раздела книги «Курс месторождений полезных ископаемых» (Изд-во «Недра», 1964), составленного Г. Ивановым, И. Купровым и др.

Месторождения нефти, природного горючего газа и твердых битумов тесно связаны генетически и пространственно. Нефть — природная горючая маслянистая жидкость, состоящая из смеси жидких и газообразных углеводородов, содержащая в растворенном состоянии твердые битумы, а также примесь небольшого количества органических кислородных, сернистых и азотистых соединений. В ее состав входят углеводороды метанового, нафтенового и ароматического рядов. Природный горючий газ состоит из газообразных углеводородов, таких, как метан, этан, пропан и бутан, иногда с примесью легкокипящих жидких углеводородов — пентана, гексана и др. Твердые углеводороды метанового ряда образуют озокерит, нафтенового — асфальт.

Гипотезы происхождения нефти и газа. Все гипотезы происхождения нефти разделяются на две группы — неорганического и органического генезиса. Среди неорганических гипотез могут быть упомянуты карбидная, вулканическая и космическая.

Карбидная гипотеза предложена Д. Менделеевым. Она основана на лабораторных опытах получения нефти вследствие взаимодействия карбида железа и воды по реакции



Д. Менделеев предполагал, что под влиянием воды, проникавшей по трещинам в глубинные части земли и вступавшей в реакцию с расплавленными карбидами металлов, формировались газообразные углеводороды, возгонявшиеся кверху. Ему представлялось, что процесс образования месторождений нефти и горючих газов длителен, непрерывен и совершается до сих пор, пополняя запасы этих углеводородов в земной коре.

Вулканическая гипотеза связывает образование газонефтяных месторождений с подъемом магмы, выделением из нее газообразных углеводородов, их обособлением от других вулканических газов вследствие повышенной летучести и последующей локализацией в виде скоплений нефти и газа.

Космическая гипотеза, предложенная В. Соколовым, обосновывается фактами нахождения битумов в метеоритах и наличием углеводородов в хвостах комет, а также в атмосфере планет Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун. По представлениям названного исследователя углеводороды существовали еще в период звездного состояния Земли и находились в ее газовой оболочке. По мере охлаждения Земли они были поглощены застывающим субстратом, а с образованием земной коры конденсировались в наиболее остывших верхних слоях литосферы.

Обширная критика этих гипотез содержится в специальной литературе.

Органическая гипотеза защищается большинством геологов. По этой гипотезе исходным материалом для газонефтяных месторождений являлась органическая, растительная и животная масса, захороненная в прошлые геологические эпохи на дне водоемов под толщей перекрывающих их неорганических осадков. Большинство сторонников органического происхождения нефти и газа исходным материалом для их образования считают сапропель. Сапропелевая гипотеза была выдвинута немецким ученым Г. Потонье и развита И. Губкиным (1937).

По подсчетам ботаников и биохимиков количество углерода, синтезируемого в тканях планктона и доставляемого в осадок по отмиранию, исчисляется многими десятками миллиардов тонн в год. В первую стадию последующего преобразования органическая масса разлагается при активном воздействии микроорганизмов и превращается в битуминозное вещество, а исходный осадок — в битуминозную породу. Во вторую стадию, связанную с погружением осадков, под воздействием повышающихся давлений и температуры, активизирующей деятельность анаэробных бактерий и возбудителей брожения, выделяются битумы — твердые, жидкие и газовые углеводороды. В. Соколов в этом процессе основное значение придает воздействию распада естественных радиоактивных веществ, приводящему к полимеризации метана с образованием нефти. В третью стадию нефть и газ перемещаются из области распространения нефтематеринских толщ в благоприятные по структурным и литологическим признакам породы, формируя газонефтяные месторождения. В этой гипотезе, так же как и в органических гипотезах образования нефти, много неясных и спорных сторон, рассматриваемых в специальной литературе.

Л и т о л о г и я г а з о н е ф т е н о с н ы х о т л о ж е н и й. Газонефтяные месторождения состоят из двух групп пород — коллектирующих углеводороды и окружающих их, препятствующих утечке нефти и газа.

Породы-коллекторы обладают высокой эффективной пористостью и проницаемостью, относясь к группе А, отчасти В табл. 50.

Характеристика пород-коллекторов газонефтяных месторождений
(по Г. Ахмедову и А. Алиеву)

Классы коллекторов	Проницаемость, миллиарды	Характеристика проницаемости	Эффективная пористость	Характеристика емкости	Группа коллекторов
I	1000	Высокопроницаемые	} 15	Большая	А
II	1000—500	Хорошопроницаемые			
III	500—100	Среднепроницаемые	15—5	Средняя	В
IV	100—10	Слабопроницаемые	} 5	Малая	С
V	10	Плохопроницаемые			

Среди коллекторов наиболее распространены слабосцементированные песчаники, отчасти массивные трещиноватые породы — известняки, кварциты, изверженные породы.

Породы-экраны, наоборот, имеют низкую проницаемость. Ими чаще всего являются глинистые сланцы и массивные нетрещиноватые породы.

Миграция нефти и газа. Большинство геологов считают, что современные залежи нефти и газа сформировались вследствие миграции их в жидком и газообразном состоянии в течение того или иного геологического времени и на то или иное расстояние. Различают внерезервуарную региональную миграцию сквозь мощные толщи пород различной проницаемости по капиллярам, порам, разломам и трещинам и внутрирезервуарную локальную миграцию внутри хорошо проницаемых пластов, коллектирующих нефть и газ. Миграция может быть вертикальная, боковая и комбинированная по направлению перемещения. Миграция осуществляется вследствие статической или динамической нагрузки пород, выжимающих нефть и газ, а также при свободной диффузии этих веществ из областей высокого давления в зоны меньшего давления. Масштабы перемещения нефти и газа до конца не определены.

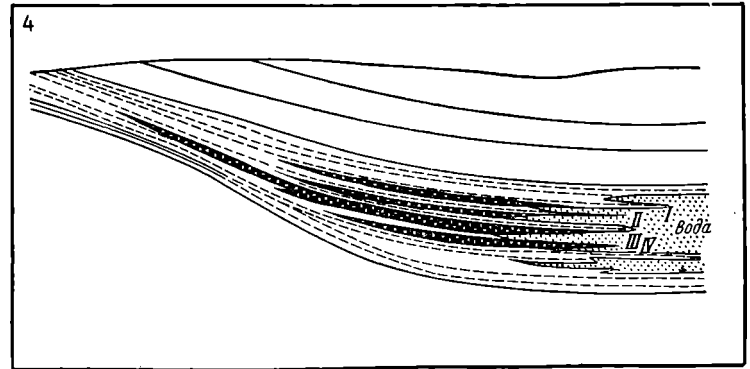
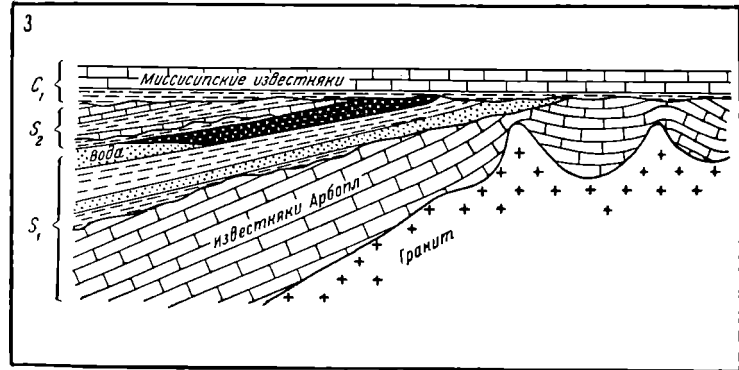
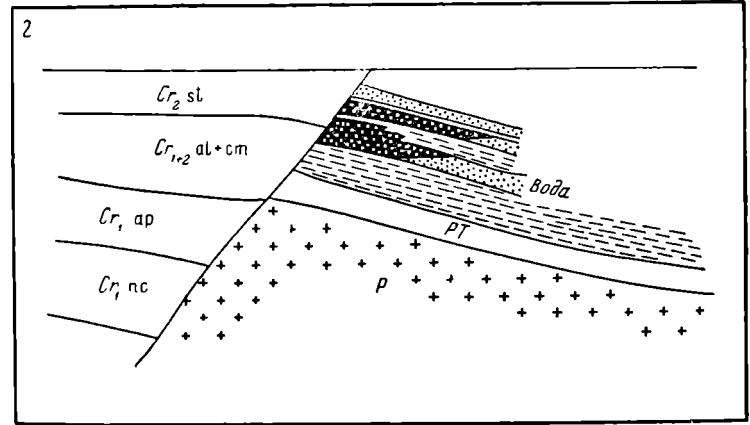
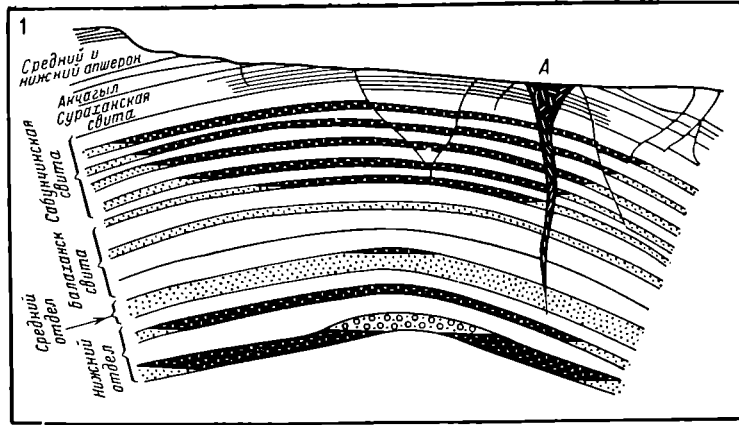
Геологические структуры газонефтяных месторождений. Наиболее подробно вопросы геологической структуры газонефтяных залежей, месторождений и бассейнов рассмотрены И. Бродом и его сотрудниками (1953), по данным которых они и освещаются.

Залежи газа и нефти по особенностям их строения разделяются на две группы: 1) пластовые, 2) массивные, в том числе литологически ограниченные. Основная особенность пластовых залежей заключается в приуроченности скоплений нефти и газа к строго определенным пластам — коллекторам. Пластовые залежи подразделяются на сводовые, тектонически экранированные, стратиграфически экранированные и литологически экранированные. Массивные залежи подчиняются в своей локализации определенным пластам. Они подразделяются на залежи в структурных, рифовых, соляных и эрозионных выступах.

Среди литологически ограниченных залежей намечаются их пластовые и шнурковые разновидности. Общая схема строения перечисленных групп залежей приведена на рис. 286.

Месторождения газа и нефти, состоящие из серии залежей, подчиненных единой геологической структуре, различны для складчатых и для платформенных условий. В складчатых районах выделяются две группы структур: 1) связанные с антиклиналями, 2) связанные с моноклиналями. В платформенных газонефтеносных районах намечаются четыре группы структур: 1) в куполовидных и брахиантиклинальных поднятиях, 2) в эрозионных и рифовых массивах, 3) в гомоклиналях, 4) в синклинальных прогибах (рис. 287).

пластовые



Массивные

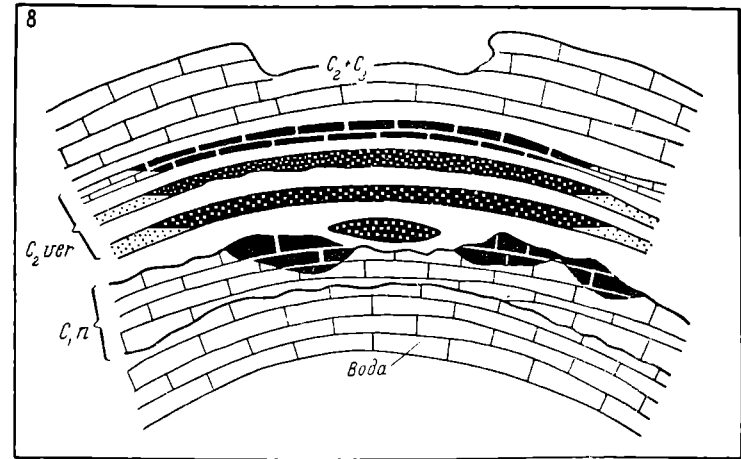
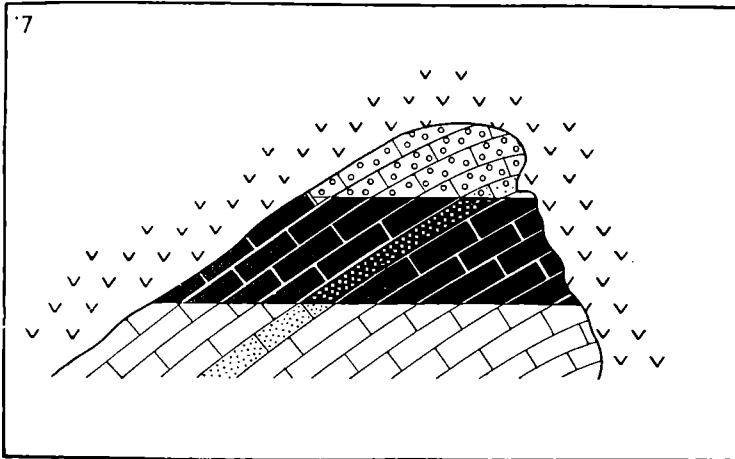
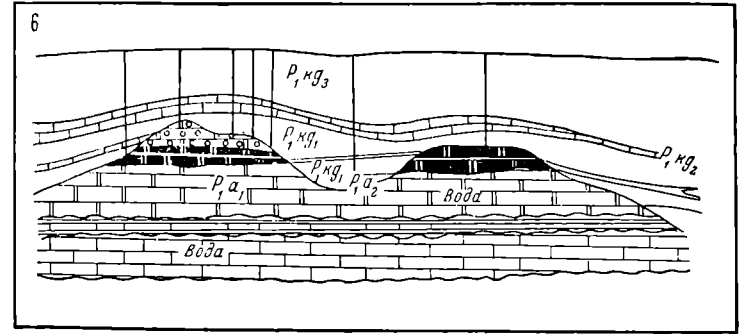
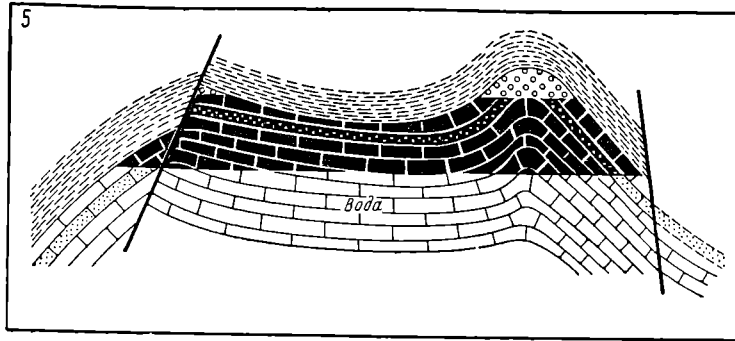


Рис. 286. Геологические структуры газонефтяных месторождений. По материалам И. Брода

П л а с т о в ы е: 1 — сводовые залежи (А — грязевой вулкан); 2 — тектонически экранированные залежи; 3 — стратиграфически экранированная залежь; 4 — литологически экранированные залежи. М а с с и в н ы е: 5 — залежи структурного выступа; 6 — залежи рифовых выступов; 7 — залежь эрозивного выступа; 8 — литологически ограниченные залежи

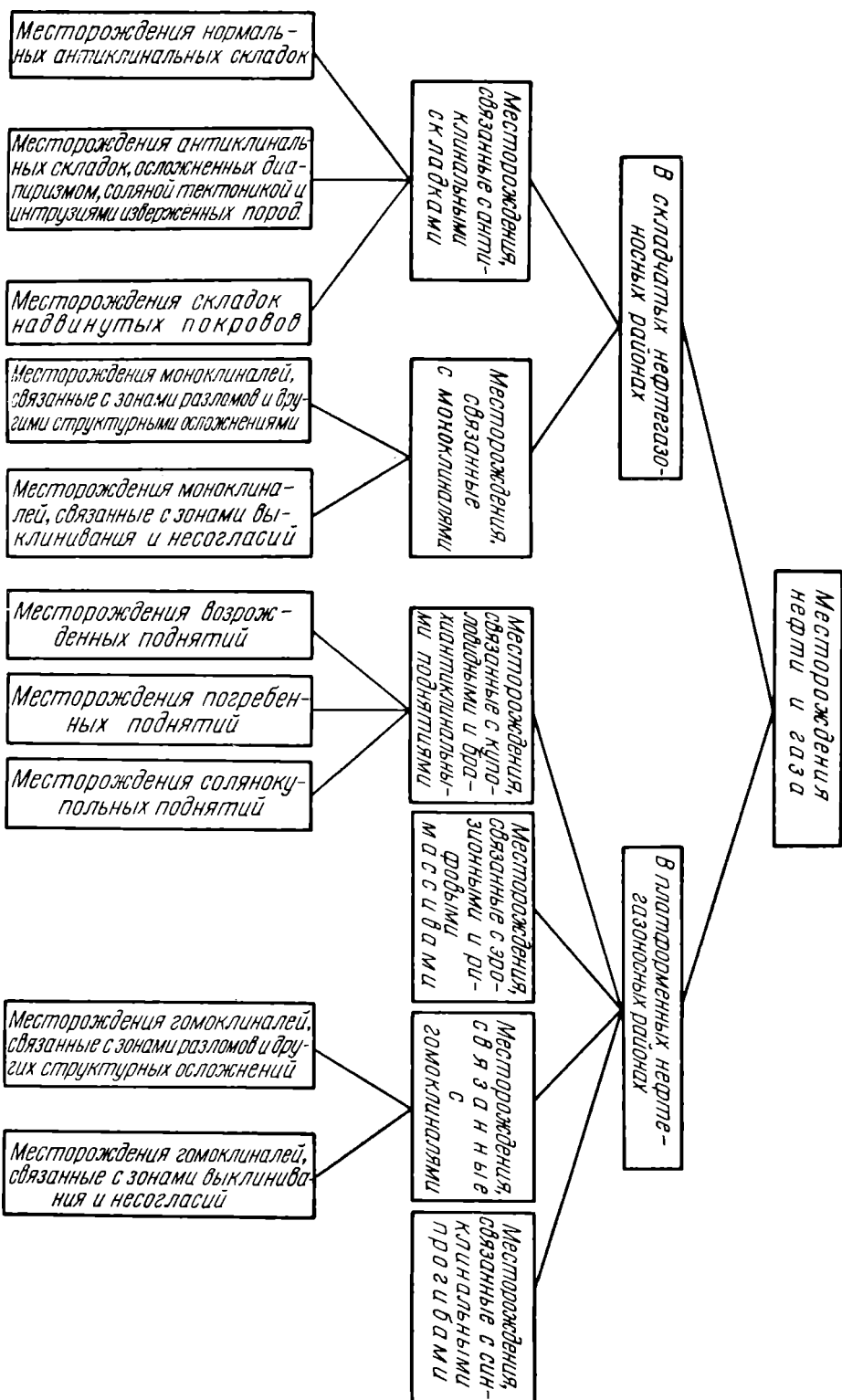


Рис. 287. Тектоническая группировка месторождений нефти и газа. По И. Брей

Газонефтяные бассейны, представляющие собой области крупного и длительного погружения в современной структуре земной коры и заключающие серии газонефтяных месторождений, по их тектоническому положению разделяются на четыре группы. К первой группе газонефтеносных бассейнов, приуроченных к внутриплатформенным прогибам, принадлежит ряд крупных районов. В прогибе на докембрийском основании находится Мичиганский и Иллинойский бассейны Северной Америки, на палеозойском основании расположены Мезенско-Камский, Печорский, Урало-Волжский и Днепровско-Донецкий бассейны Русской платформы и некоторые бассейны Северной Америки. Вторая группа охватывает бассейны прогнутых краевых частей платформ. Их примером могут служить Северо-Каспийская впадина, возможно впадина Западно-Сибирской низменности и газонефтеносный бассейн Голфкост у берегов Мексиканского залива. Третья группа контролируется впадинами древних глыбовых гор. К ним принадлежат бассейны Ферганской и Таджикской впадин в СССР, Джунгарский, Таримский и другие бассейны Китая, бассейны Скалистых гор США и др. Четвертая группа связана с предгорными и внутренними впадинами молодых альпийских горных сооружений. В нее входят Средне-Каспийский, Южно-Каспийский, Азово-Кубанский, Предкарпатский и Сахалинский бассейны в СССР, а за границей Ирано-Аравийский, Паннонский, Трансильванский, Калифорнийский и другие бассейны.

Геологический возраст. Нефть и газ способны мигрировать из одних пород в другие, поэтому о времени их образования говорить трудно. Можно лишь определять возраст вмещающих их толщ. Наиболее древние проявления нефти обнаружены в синийских породах Сибири. Они известны в кембрийских, ордовикских и силурийских породах. Но наиболее значительные и широко распространенные месторождения горючего газа и нефти начинают встречаться во все возрастающем количестве, начиная с отложений девона до третичного возраста включительно. Причем большинство палеозойских месторождений этих полезных ископаемых приурочено к внутренним и краевым частям платформ. Мезозойское газонефтенакопление связано преимущественно с краевыми платформенными прогибами. Третичное же газонефтенакопление в своей главной массе осуществлялось в передовых и внутренних прогибах альпийских складчатых систем.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Промышленные марганцовые руды СССР. Изд-во АН СССР, 1946.
- Брод И. О. и Еременко Н. А. Основы геологии нефти и газа. Изд-во МГУ, 1956.
- Бушинский Г. И. Об условиях образования бокситов и о закономерностях размещения бокситовых месторождений. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, вып. 1, 1958.
- Валышко М. Г. Закономерности формирования месторождений солей. Изд-во МГУ, 1962.
- Гапеев А. А. Твердые горючие ископаемые. Госгеолиздат, 1949.
- Гиммельфарб Б. М. Тектоническое размещение фосфоритных месторождений в СССР. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, т. 1, 1958.
- Горецкий Ю. К. Об условиях формирования и некоторых закономерностях в размещении осадочных и осадочно-метаморфизованных рудных месторождений. «Изв. АН СССР», серия геол., 1954, № 1.
- Губкин И. М. Учение о нефти. Изд. 2, ОНТИ, 1937.
- Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей. Углетехиздат, 1948.
- Иванов А. А. Основы геологии и методика поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. Госгеолтехиздат, 1953.
- Иванов А. А. и Левидский Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. Госгеолтехиздат, 1960.

- К а з а к о в А. В. Геотектоника и формирование фосфоритных месторождений. «Изв. АН СССР», серия геол., 1950, № 5.
- К р а у с к о п ф К. Осадочные месторождения редких металлов. В сб.: «Проблемы рудных месторождений». Изд-во иностр. лит., 1958.
- К р а ш е н и н и к о в Г. Ф. Условия накопления угленосных формаций СССР. Изд-во МГУ, 1957.
- М а т в е е в А. К. Геология угольных месторождений СССР. Госгортехиздат, 1960.
- Н а л и в к и н Д. В. Учение о фациях, ТТ. 1 и 2, Изд-во АН СССР, 1956.
- П у с т о в а л о в Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. 1—2, Гостоптехиздат, 1940.
- Л и с т о в а Л. П. Физико-химические исследования условий образования окисных и карбонатных руд марганца. Изд-во АН СССР, 1961.
- Р у х и н Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1953.
- С а п о ж н и к о в Д. Г. К теории прогноза осадочных рудных месторождений. Изд-во АН СССР, Ин-т минералогии и геохимии АН СССР, 1961.
- С т е п а н о в П. И. и М и р о н о в С. И. Геология месторождений каустобиолитов. ОНТИ, 1937.
- С т р а х о в Н. М. Основы теории литогенеза, Т. 1, 2, 3, изд. 2, Изд-во АН СССР, 1962, 1963.
- С т р а х о в Н. М. Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли. «Изв. АН СССР», серия геол., 1962, № 2.
- Х о л о д о в В. Н. Некоторые вопросы поведения редких и рассеянных элементов в осадочном процессе. Изд-во АН СССР, 1959. (Тр. ИМГРЭ, вып. 2.)
- Ш а т с к и й Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формации. «Изв. АН СССР», серия геол., 1960, № 5.
- Ш в е ц о в М. С. Петрография осадочных пород. Изд. 3. Госгеолтехиздат, 1958.
- Щ е р б и н а В. В. Химия процессов минералообразования в осадочных породах В сб.: «Вопросы минералогии осадочных образований». Кн. 3—4, Львовский ун-т, 1956.
- H u b e r N. K. The environmental control of sedimentary iron minerals. *Econom. Geology*, No. 2, 1958.
- J a m e s H. L. Sedimentary facies of iron — formation. *Econom. Geology*, No. 3, 1954.
-

Во всех случаях изменение пород происходит под влиянием температуры и давления при действии растворов и значение каждого из этих факторов различно в различных условиях.

А. Полканов, 1931

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Серия метаморфогенных месторождений разделяется на две группы: метаморфизованных и метаморфических образований.

М е т а м о р ф и з о в а н н ы е м е с т о р о ж д е н и я подверглись изменению одновременно с окружающими их породами в такой степени, что метаморфические признаки в форме, строении и составе тел полезных ископаемых оказываются резко доминирующими.

М е т а м о р ф и ч е с к и е м е с т о р о ж д е н и я возникли вновь в процессе метаморфизма в связи с перегруппировкой минерального вещества метаморфизируемых пород.

Метаморфические процессы имеют локальный и региональный характер. К локальным разновидностям относятся аутометаморфизм и ореольный (контактовый) метаморфизм массивов изверженных пород, а также динамометаморфизм вдоль тектонических зон. Региональный метаморфизм развивается вследствие совокупного действия статической и динамической нагрузки горных пород, в обстановке повышающегося давления, температуры и воздействия различных минерализаторов, особенно воды. В своих крайних формах он переходит в ультраметаморфизм, обуславливающий выборочное или полное переплавление изменяющихся пород.

Региональный метаморфизм, вызванный повышением температуры и давления, называется п р я м ы м, или п р о г р е с с и в н ы м, способствующим реакциям с выделением воды и углекислоты из минералов. Метаморфизм, связанный со сменой высокотемпературных минеральных ассоциаций низкотемпературными, способствующими обратному поглощению воды и углекислоты, называется о б р а т н ы м, р е г р е с с и в н ы м, или д и а ф т о р е з о м.

Наибольшее значение для формирования метаморфогенных месторождений имеет прогрессивный региональный метаморфизм. Вследствие такого метаморфизма изменяется форма, строение и состав тел полезных ископаемых.

Форма тел полезных ископаемых, подвергшихся региональному метаморфизму, обычно приобретает сплюснутый вид. Среди метаморфизованных месторождений преобладают пластообразные, линзовидные, лентообразные и жиллообразные залежи сплошных и вкрапленных руд. Их размеры иногда достигают значительных величин, как, например, в пластовых залежах железных руд в железистых кварцитах или итабиритах, вытягивающихся на километры и даже первые десятки километров при мощности до первых сотен метров.

Текстура вещества метаморфизованных месторождений отличается развитием катаклаза и распрессовывания. Характерно полосчатое, сланцеватое, плейчатое, очковое и лучистое строение. Метаколлоидная

текстура в процессе метаморфизма преобразуется в кристаллическую. Тонкозернистое строение укрупняется и заменяется более крупнокристаллическим.

Структура минеральной массы метаморфизованных месторождений приобретает черты, свойственные метаморфическим комплексам пород. Возникают гранобластические, порфиробластические, лепидобластические, роговиковые, пластинчатые, листоватые, волокнистые и сноповидные структуры.

Минеральный состав отличается переходом гидроокислов в окисные соединения. Лимонит и другие гидроокислы железа преобразуются в гематит, магнетит; псиломелан и манганит замещаются браунитом, гаусманитом; опал переходит в кварц. Минеральные модификации малой плотности вытесняются минералами более высокого объемного веса. В связи с этим марказит замещается пиритом, вюрцит — сфалеритом. По данным Г. Вертушкова, первичный прозрачный кварц переходит в стекловатый, а затем в молочно-белый или зернистый, что связано главным образом с деформацией, сопровождающейся переориентировкой зерен и газово-жидких включений.

В Байкальской горной области, по сведениям Л. Салопа, отмечаются последовательные стадии преобразования сульфидов железа при метаморфизме. Вначале слабометаморфизованная ассоциация серицит — хлорит — пирит сменяется ассоциацией более высокой ступени метаморфизма биотит — пирротин, далее пирротин замещается магнетитом, при еще более прогрессивном метаморфизме магнетит замещается железосодержащими силикатами — биотитом и гранатом. По наблюдениям Г. Вертушкова на Урале с увеличением метаморфизма железо-титановых руд вначале заметно уменьшается содержание железа, а затем, несколько медленнее, содержание титана; ильменит-магнетитовые месторождения переходят через ильменитовые в ильменит-рутиловые, а на крайних стадиях метаморфизма — в рутиловые.

При контактовом метаморфизме происходит халькопиритизация борнита, возникают структуры распада борнит — халькопирит, сфалерит-халькопирит, галенит — касситерит (по тиллиту), в железосодержащих сульфидах может возникнуть магнетит.

Для минеральных ассоциаций метаморфогенных месторождений характерны минеральные парагенезисы соответствующей фации метаморфизма.

Метаморфизм, особенно региональный, способен уничтожить месторождения полезных ископаемых, радикально их изменить и создать вновь. При метаморфизме в первую очередь уничтожаются месторождения, чувствительные к высоким температурам, такие как битуминозные и месторождения самородной серы.

К радикально измененным метаморфизованным принадлежат значительные месторождения железа, марганца, а также некоторые месторождения цветных, благородных и радиоактивных металлов.

К возникающим в процессе метаморфизма собственно метаморфическим месторождениям относятся месторождения мрамора, кварцита, кровельных сланцев, высокоглиноземистого сырья (кианит, андалузит, силлиманит), амфибол-асбеста, графита, корунда и наждака, граната, титана. Практическое значение некоторых перечисленных месторождений весьма существенно.

Понятие о метаморфизме горных пород и заключенных в них месторождениях ввел в 1825 г. английский геолог Ч. Ляйель. По проблеме метаморфизма горных пород с освещением вопросов, имеющих отношение к трактовке генезиса метаморфогенных месторождений, известна большая литература — работы Н. Елисеева, А. Заварицкого, Д. Коржинского, А. Полканова, Н. Семеновко, В. Соболева, У. Грубенмана, Х. Иодера, У. Файфа, Д. Тернера, Дж. Ферхугена, А. Харкера, П. Эскола и др.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Формирование метаморфогенных месторождений происходит при высокой температуре, которой иногда сопутствует высокое давление, при участии таких минерализаторов как вода, углекислота, сероводород и другие летучие соединения.

Температура. Теоретически и экспериментально установлено, что нижняя температурная граница регионального метаморфизма (по пределу устойчивости каолина) колеблется в пределах 450—500°, переход от низкой к средней температуре (по исчезновению хлорита) осуществляется при 600°, от средней к высокой температуре (по кривой устойчивости мусковита) при 700—750°, а верхняя граница, установленная по парагенезису пироксена и гиперстена, определяется в 900—950°.

Расчеты Дж. Ферхугена (1961) выявили, что такие высокие значения температуры недостижимы при простом погружении толщ горных пород и заключенных среди них месторождений полезных ископаемых на глубину, соответствующую геологическим данным. Например, для пород амфиболитовой фации при тепловом потоке Земли, равном $1-2 \times 10^{-6}$ кал/см² · сек, создающим геотермический градиент около 20 град/км, необходимо погружение пород на глубину 30—40 км. Однако, например, на Центральном плато Франции известны породы этой фации, возникшие на глубине всего лишь 7 км. Следовательно, важным источником тепловой энергии при метаморфизме является тепловой поток магмы, без участия которого региональный метаморфизм высоких фаций не развивается.

Давление. Величина давления при региональном метаморфизме определяется по смене минералов и минеральных парагенезисов одинакового химического состава, но разного удельного объема. Для этой цели могут сопоставляться, например, такие пары как гиперстеновые сланцы и эклогиты, нефелиновые и жадеитовые породы и др. По этим данным давление может достигать 15—17 к. бар. В. Соболев (1961), анализируя подобные соотношения на кривых равновесия в координатах «давление — температура», пришел к заключению, что формирование кристаллических сланцев происходит в пределах от 7000 до 2000 атм. Такой уровень давления также не может быть достигнут вследствие погружения горных пород и находящихся среди них залежей полезных ископаемых в пределах земной коры. Поэтому считается, что статическое давление нагрузки горных пород в период метаморфизма существенно увеличивается за счет динамических напряжений тектонических процессов и давления, развиваемого газовой фазой при явлениях дегидратации и диссоциации минеральных масс, неустойчивых при высокотемпературном режиме.

Роль воды. В метаморфическом процессе принимают участие четыре главные типа воды: 1) вода порового пространства неметаморфизованных пород, 2) вода, связанная в минералах-гидратах, 3) вода, поступающая в зоны низких ступеней вследствие дегидратации из зон высоких ступеней метаморфизма, 4) ювенильная вода магматического происхождения. В процессе метаморфизма вода выполняет ряд важных функций. Во-первых, пары воды развивают высокое давление, обуславливая соответствующее течение метаморфизма. Некоторые исследователи, например Х. Йодер, полагают, что количество воды, участвующее в метаморфизме, полностью определяет уровень давления и тем самым соответствующую фацию метаморфизма. Во-вторых, вода понижает температуру метаморфических преобразований. В-третьих, она многократно ускоряет ход этих преобразований. В-четвертых, увеличивает кристаллизационную способность минералов в метаморфическом процессе. Наконец, в-пятых, вода выступает в роли активного растворителя химических соединений, участвующих в метаморфических реакциях, обеспечивая избирательный вынос и перетложение части из них, играя при этом, в частности, важную роль в

формировании метаморфогенных месторождений. Так, например, вынос кремнезема химически агрессивными водами метаморфического происхождения в ходе метаморфического преобразования железистых кварцитов привел к накоплению в остаточных продуктах богатых магнетит-гематитовых руд.

Роль углекислоты. При метаморфизме карбонатсодержащих пород большое значение приобретает парциальное давление углекислоты. Как показал Д. Коржинский, оно увеличивается с глубиной за счет возрастания разложения содержащих углекислоту минералов. Это в свою очередь приводит к тому, что по мере увеличения ступени метаморфизма карбонаты постепенно вытесняются силикатами, более бедными кальцием, марганцем и железом.

Метаморфические фации и полезные ископаемые. Возрастание температуры и давления при метаморфизме приводит к серии следующих друг за другом преобразований, характеризующих последовательные ступени метаморфизма. Породы, достигшие внутреннего равновесия на той или иной

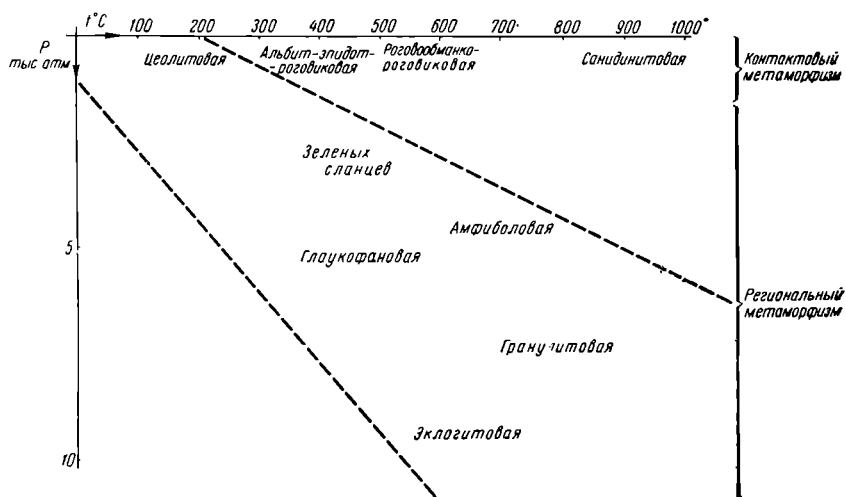


Рис. 288. Физические условия возникновения метаморфических фаций. По данным Н. Елисева, Ф. Тернера, Дж. Ферхугена и др.

ступени метаморфизма, зависящей от уровня температуры и давления, образуют метаморфическую фацию (рис. 288). Минеральный состав фаций связан с валовым химическим составом исходных пород, среди которых с этой точки зрения выделяются породы: 1) пелитовые, или глиноземистые, 2) кварц-полевошпатовые, 3) известковые, 4) основные, 5) ультраосновные, или высокомагнезиальные.

В настоящее время все фации метаморфических пород принято разделять на две группы — контактового и регионального метаморфизма.

Породы контактового метаморфизма образуются при высокой температуре, но при низкой нагрузке и изменчивом давлении газовой фазы. Среди них, в порядке повышающейся температуры формирования, выделяется четыре фации: 1) альбит-эпидот-роговиковая, 2) роговообманко-роговиковая, 3) пироксено-роговиковая, 4) сандинитовая.

Породы регионального метаморфизма возникают при высокой температуре, нагрузке пород и давлении газовой фазы. Среди них, в порядке повышающейся температуры образования, различается шесть фаций, разделяющихся на субфации со свойственными им минеральными ассоциациями, описанными в курсах петрографии (табл. 51):

Метаморфогенные месторождения в фациях регионального метаморфизма

Фация	Важнейшие минералы	Полезные ископаемые
Цеолитовая	Кварц, альбит, хлорит, пумпеллит	Самородной меди (типа оз. Верхнего)
Зеленых сланцев	Кварц, альбит, биотит, мусковит, тремолит, хлорит, эпидот	Магнетит-гематитовые кварциты, золото и уран, колчеданы, наждак, плотный графит, асбест
Глаукофановая	Кварц, спессартин, родопит, бустамит, глаукофан, эгирин, жадеит, лавсонит, мусковит, эпидот, хлорит, кальцит	Силикатные марганцевые и цинковые руды; магнетит-амфиболовые руды
Амфиболовая	Кварц, кианит, ставролит, плагиоклаз, гранат, роговая обманка, диопсид, слюда	Железные руды таконитов и итабиритов; кианит, диаспор, силлиманит, андалузит, корунд, наждак, кристаллический графит, ильменит
Гранулитовая	Кварц, плагиоклаз, полевой шпат, роговая обманка, диопсид, гиперстен, гранаты, силлиманит, биотит, рутил	Амфибол-пироксен-магнетитовые кварциты, гранаты, рутил
Эклогитовая	Омфацит, гранат, кианит, энстатит, рутил	Рутил (титан)

1) цеолитовая, метаморфическому уровню которой, возможно, отвечает цеолит-хлоритовая ассоциация с самородной медью месторождения Верхнего озера в США;

2) зеленых сланцев, которой соответствуют магнетит-гематитовые железистые кварциты, метаморфизованные разности колчеданных руд, золото-урановые месторождения типа Витватерсранд, образования наждака и плотного графита;

3) глаукофановая, которой отвечают месторождения силикатных руд марганца и цинка, а также магнетит-амфиболовых сланцев;

4) амфиболовая, с которой ассоциируются железные руды таконитов и итабиритов, месторождения кианита, диаспора, андалузита и силлиманита, а также корунда, гранатов и кристаллического графита;

5) гранулитовая с месторождениями амфибол-пироксен-магнетитовых кварцитов, гранатов и рутила;

6) эклогитовая, полезные ископаемые которой скорее всего ограничиваются скоплениями рутила.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Геологический возраст. Метаморфогенные месторождения локального контактового происхождения, обусловленного воздействием интрузии, так же как и последние могут иметь самый различный возраст — от наиболее древнего до самого юного. Среди метаморфогенных месторождений, связанных с регионально метаморфизованными комплексами горных пород, резко преобладают древние образования. Большинство из них принадлежит докембрийским — архейским, протерозойским и рифейским формациям. Известны нижнепалеозойские метаморфогенные месторождения, к которым, например, относятся наждачные месторождения Урала; к ним же А. Заварицкий относил и колчеданные месторождения этой провинции. Среди более молодых пород рассчитывать на встречу метаморфогенных месторождений регионального характера труднее.

Однако в последнее время намечается все более и более откровенная тенденция переводить значительную часть метаморфических пород молодых складчатых систем из древних в более юные образования, поэтому не исключена возможность появления в списке региональных метаморфогенных месторождений полезных ископаемых более молодых, вплоть до мезозойских и даже третичных образований.

Особенности геологической структуры. Метаморфогенные месторождения полезных ископаемых регионального характера возникают на значительной глубине в обстановке высокой температуры и давления. В этих условиях пластические деформации вещества преобладают над хрупкими. Граница между зонами преобладающих хрупких и пластических деформаций горных пород проходит, по данным А. Гейма, на глубине 2600 м, а по представлениям Р. Ван-Хайза — на глубине 12 000 м. Поэтому регионально метаморфизованным месторождениям полезных ископаемых свойственны структуры сильно уплотненных рассланцованных тектонических зон, усложняющих изоклинальную складчатость, нарушенную сколами, чаще всего продольными по отношению к складчатости. Для них характерны складки волочения, течения и скольжения с интенсивными кливажем и сланцеватостью.

По совокупности существующих данных для регионально метаморфизованных образований могут быть намечены три группы структур месторождений полезных ископаемых: 1) складчато-трещинные, 2) складчато-разрывные, 3) зон смятия.

Складчатые структуры метаморфогенных месторождений характеризуются наличием уплотненных, разбитых густой сетью трещин изоклинальных складок, с очень характерным крутым погружением шарниров которых часто связано положение рудных столбов.

Складчато-разрывные структуры встречаются чаще и определяют локализацию рудных тел не только вдоль пластов сильно смятых трещиноватых пород, но также и по осложняющим их взбросам и сдвигам, а также на их пересечениях.

Зоны смятия, представляющие собой плоские, интенсивно развальцованные нарушения, обычно согласные с общим планом рассланцевания, относятся к наиболее типичным геологическим структурам, свойственным региональным метаморфогенным месторождениям.

Структуры регионально метаморфизованных месторождений формируются после первичного рудонакопления и обычно сопровождаются той или иной степенью перегруппировки слагающего их вещества. В процессе развития таких структур преобладают проскальзывания по множеству продольных, параллельных друг другу тектонических плоскостей с образованием А- и В-тектонитов. При этом тела полезных ископаемых сплющиваются и растягиваются вдоль общей распрессованности вмещающих пород; первичные дискордантные контакты сглаживаются и залежи приобретают вид согласных с окружающими их метаморфическими толщами. На контактах хрупких тел полезных ископаемых и более податливых вмещающих пород могут возникнуть зоны тектонических срывов и даже брекчий.

При деформации горных пород и руд в условиях развития метаморфизованных месторождений отмечаются дифференцированные тектонические изменения, обусловленные тем, что породообразующие минералы деформируются труднее, а некоторые рудообразующие минералы, например сульфиды, свободнее. При этом различные сульфиды также по-разному реагируют на тектонические усилия. Часть из них, такие как пирит, арсенопирит и другие, испытывают преимущественно хрупкий катаклиз и дробятся. Другие минералы, как, например, галенит, халькопирит, менее сфалерит, деформируются пластически, затекая в пространство между раздробленными зернами более хрупких минералов. Сопровождающая такую силовую перегруппировку перекристаллизация рудообразу-

ющих минералов, связанная с их ультралокальным перерастворением, приводит к очистке их от разного рода включений и примесей. Именно в силу такой комбинации плотной сколовой деформации, перегруппировки вещества и его перекристаллизации может измениться до неузнаваемости облик метаморфизованных месторождений.

Связь с другими генетическими группами. Формируясь вследствие изменения тех или иных минеральных образований, метаморфогенные месторождения могут сохранять в различной степени признаки первичного происхождения, будучи через них связаны с месторождениями, вообще говоря, любых других генетических групп. Однако чаще всего метаморфогенные месторождения образуются за счет осадочных, в связи с чем упоминают о специфических осадочно-метаморфических образованиях. Активизирующиеся при региональных изменениях водные растворы метаморфогенного характера могут имитировать гидротермальный процесс с возникновением месторождений гидротермального облика.

Подразделение метаморфогенных месторождений. Серия метаморфогенных месторождений подразделяется на две группы — метаморфизованных и метаморфических образований. Группа метаморфизованных месторождений в свою очередь расчленяется на два класса: регионально метаморфизованных и контактово-метаморфизованных месторождений. В дальнейшем может быть открыта возможность рациональной генетической группировки метаморфогенных месторождений по фациям метаморфизма.

РЕГИОНАЛЬНО МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В классе регионально метаморфизованных месторождений известны месторождения железа, марганца, свинца и цинка, меди, золота и урана; все они залегают среди докембрийских, отчасти нижнепалеозойских метаморфических пород. В качестве их примеров ниже кратко будут охарактеризованы: 1) железорудные месторождения Кривого Рога в СССР, 2) марганца в Бразилии, Индии и других странах, 3) свинца и цинка Брокен Хилла в Австралии, 4) золота и урана Витватерсранда в Южной Африке.

Кривой Рог. Регионально метаморфизованные месторождения железных руд широко распространены среди докембрийских, отчасти нижнепалеозойских пород всех восьми платформ Земного шара. Эти руды составляют подавляющую часть мировых запасов железа и являются главным источником его на мировом рынке. Среди них выделяются две разновидности — железистых кварцитов и итабиритов.

К месторождениям железистых кварцитов, помимо Кривого Рога, в СССР относятся известные месторождения Курской магнитной аномалии, Оленегорское на Кольском полуострове, Хинган на Дальнем Востоке и другие, а за границей — очень крупные месторождения Верхнего Озера в США, Лабрадора в Канаде, месторождения Северной Кореи, Китая, Индии, Южной Африки, Австралии. Их состав определяется чередованием тонких прослоев кварца с гематитом или магнетитом в ассоциации со слюдяными, амфиболовыми и хлоритовыми сланцами, что позволяет относить их к сравнительно низкотемпературной метаморфической фации зеленых сланцев.

К месторождениям итабиритов относятся некоторые залежи Бразилии, Швеции, Норвегии. Их состав определяется ассоциацией гематита, магнетита и кварца с амфиболом, гранатом, пироксеном, полевым шпатом, что свидетельствует о их принадлежности к более высокотемпературной альмандино-амфиболовой метаморфической фации.

Геологическое строение Криворожской рудной зоны определяется ее положением среди метаморфических пород Украинского кристаллического щита. Она вытянута в субмеридиональном направлении

примерно на 100 км и имеет ширину до 6—7 км. Ее продолжением на севере служат железорудные месторождения Кременчуга, еще далее железистые породы в основании Днепровско-Донецкой впадины и, наконец, аналогичные породы Курской магнитной аномалии; на юге она прослеживается по магнитным аномалиям Причерноморской впадины.

Территорию Криворожского района, согласно Н. Семененко, Я. Белевцева и другим, слагают породы протерозойской криворожской серии, имеющие возраст 1700—1900 млн. лет и образующие сложноскладчатую полосу метаморфических сланцев и железистых роговиков, западнее и восточнее которой распространены кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты архея.

В составе пород криворожской серии выделяются три свиты — нижняя, средняя и верхняя. Нижняя свита мощностью 100—250 м состоит из переслаивания амфиболитов, амфиболовых сланцев, песчаников, кварцитов и сланцев серицитового, хлорит-серицитового, слюдяного и гранатового состава. Средняя продуктивная железорудная свита мощностью 1200—1300 м состоит из переслаивания магнетит-мартитовых роговиков, джеспилитов, хлоритовых, хлорит-биотитовых и амфиболовых сланцев; в ее полном разрезе насчитывается семь железистых и семь сланцевых горизонтов. Верхняя свита мощностью более 2500 м сложена доломитами, песчаниками, конгломератами и сланцами углисто-серицитового, слюдяного, амфиболового и другого состава.

В структурном отношении железорудная полоса Кривого Рога представляет собой сложную складчатую синклиналию, относящуюся к реликту древней геосинклинали. В ее развитии намечается три стадии. В раннюю, собственно геосинклиналию, стадию происходило накопление вулканогенных, терригенных и железо-кремнистых осадков нижней и средней свиты. В среднюю стадию породы были смяты в складки, уплотнены и метаморфизованы. В позднюю стадию происходило дальнейшее усложнение геологических структур и метаморфизм пород. На средней и поздней стадиях внедрялись различные изверженные породы, сопровождающиеся постмагматическими процессами.

В результате длительных и интенсивных дислокаций и метаморфизма криворожская серия пород была сильно изменена и деформирована. В наиболее полном виде Криворожский синклинорий представлен в центральной части Криворожского бассейна близ г. Кривой Рог. Здесь он выражен серией крупных складок, осложненных складчатостью более высокого порядка и многочисленными разрывами (рис. 289).

Рудные тела Кривого Рога разделяются на бедные и богатые. К бедным принадлежат серии пластов железистых джеспилитов, вытянутые на десятки километров при мощности в сотни метров. Они состоят из тонкочередующихся прослоек кварца, минералов железа (магнетит, гематит, мартит) и силикатов (хлорит, биотит). Содержание железа в них составляет всего лишь 25—43%. Богатые руды с содержанием железа 50% и более залегают среди железистых джеспилитов и приурочены к тектоническим осложнениям пластов последних — флексурам, шарнирам складок, сбросам и зонам интенсивной трещиноватости. Они образованы вследствие дополнительного эпигенетического привноса железа или выноса нерудных составляющих, в основном кварца. По форме среди них отмечаются пластовые, линзовидные, лентовидные и столбовые залежи различных размеров.

По минеральному составу богатые руды Кривого Рога разделяются на магнетитовые, мартитовые, гематитовые и гематит-красковые (гематит-гидрогематитовые). В их состав, кроме перечисленных минералов железа, также входит кварц, хлорит, биотит, карбонаты, полевой шпат.

В северной части бассейна отмечается более сложная картина рудообразования, распадающаяся на три стадии. В первую магнезиально-железистую стадию накапливался магнетит, гематит, куммингтонит (же-

лезисто-магнезиальный амфибол) и грюнерит (магнезиально-железистый амфибол). Во вторую натровую стадию выделялись альбит, эгирин и щелочные амфиболы. В третью, заключительную углекислую стадию формировались карбонаты — доломит, анкерит, реже сидерит и кальцит.

Проблема генезиса месторождения Кривого Рога достаточно сложна. Что касается бедных руд, то ни у кого не вызывает сомнения в их первичном осадочном морском происхождении. В последнее время на смену представлению о континентальном источнике

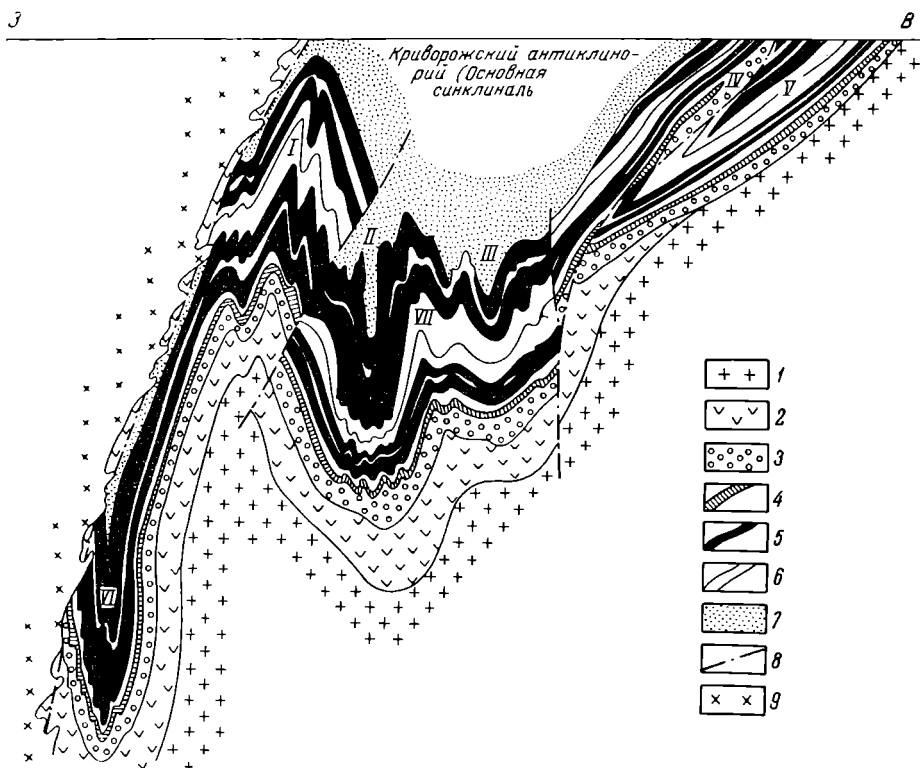


Рис. 289. Тектоническая схема Криворожского бассейна. По Я. Белевцеву

1 — саксаганские плагииграниты; 2 — амфиболиты; 3 — нижняя свита криворожской серии; 4 — тальк-карбонатный горизонт; 5 — железорудные горизонты средней свиты; 6 — сланцевые горизонты средней свиты; 7 — верхняя свита; 8 — тектонические перемещения; 9 — кировоградские микроклин-плагноклазовые граниты.

I — Тарапано-Лихмановская антиклиналь; II — Западно-Ингулецкая мульда; III — Восточно-Ингулецкая мульда; IV — Саксаганская антиклиналь; V — Саксаганская синклинали; VI — Лихмановская синклинали; VII — Советская антиклиналь

железа все настойчивее выдвигается гипотеза вулканогенного его происхождения. Об этом свидетельствуют следующие данные: 1) формирование железистых джеспилитов в начальную геосинклинальную стадию геологического цикла развития, сопровождавшегося заметной вулканической активностью; 2) пространственная ассоциация джеспилитов с метаморфизованными продуктами геосинклинального вулканизма; 3) кварцевый (яшмовидный) парагенезис железа, характерный для вулканогенно-осадочных образований; 4) отсутствие прибрежного контроля в размещении железистых джеспилитов.

Значительно более дискуссионным является генезис залежей богатых руд, образованных в значительной степени при перегруппировке минерального вещества бедных руд. По этому поводу следует упомянуть по крайней мере три точки зрения.

Согласно первой из них, в свое время поддерживаемой И. Танатаром, Н. Семененко, Я. Белевцевым и другими, формирование богатых руд

Кривого Рога обязано гидротермальному процессу, связанному с гранитной интрузией посткриворожского возраста. В пользу этой точки зрения свидетельствовали явления метасоматических преобразований в богатых рудах, интенсивный натровый метасоматоз в северной части бассейна, многостадийность привноса и выноса вещества богатых руд.

Согласно второй гипотезе, высказанной М. Доброхотовым, И. Гинзбургом, Д. Коржинским, Г. Соколовым, образование скоплений богатой руды в Кривом Роге связывалось с глубинной пластовой циркуляцией поверхностных щелочных вод, выносящих кварц железистых кварцитов и накапливающих в остатке минералы железа, при частичной их перегруппировке. Эта инфильтрационная гипотеза не учитывала застойный характер вод глубокой циркуляции, отсутствие зоны разгрузки артезианских вод Криворожского синклиория и невозможность возникновения зон высокотемпературного щелочного метасоматоза под воздействием холодных поверхностных вод.

Согласно третьей гипотезе, богатые руды Кривого Рога имеют метаморфогенное происхождение. Этот взгляд был высказан в свое время Э. Фуксом, П. Пятницким, П. Каниболоцким и в настоящее время развивается Я. Белевцевым. В его защиту приводятся следующие аргументы 1) химический и минеральный состав богатых руд соответствует составу вмещающих их бедных руд железистых джеспилитов; 2) преобладание структур замещения в богатых рудах свидетельствует о преимуществе метасоматических процессов; 3) приуроченность скоплений богатых руд к зонам облегченной циркуляции (зоны трещиноватости); 4) отсутствие пространственной и геохимической связи между богатыми рудами и интрузиями; 5) возможность возникновения при глубинном метаморфизме высокотемпературных химически агрессивных водных растворов, способных к активной перегруппировке минеральных веществ. Селективный вынос и переотложение вещества растворами метаморфогенного происхождения связывается с их различной растворимостью при различных значениях pH и Eh среды, меняющихся в ходе их циркуляции.

Таким образом, богатые руды Криворожского месторождения имеют сложный полигенетический генезис. Образование их проходило в три этапа: 1) первичное хемогенное накопление соединений железа, скорее всего вулканогенно-осадочного характера, 2) повсеместное и неоднократное преобразование осадков вследствие процессов метаморфизма, а местами, вероятно, в связи с постмагматическими гидротермальными процессами, приведшее, в частности, к концентрации железа в залежах богатых руд, 3) дополнительное обогащение их вследствие глубинной циркуляции химически активных метеорных вод, способствовавших выносу кремнезема.

Марганцевые месторождения Индии и других стран. Среди метаморфизованных первичноосадочных месторождений марганцевых руд выделяются две разновидности. К одной из них принадлежат месторождения, сформированные вследствие изменения первичных окисных руд, а к другой — месторождения, образовавшиеся в связи с метаморфизмом опал-карбонатных марганцевых руд. В первой группе в свою очередь намечаются месторождения слабой и сильной степени метаморфизма. Примером относительно слабометаморфизованных первичноосадочных окисных руд марганца, согласно А. Бетехтину, могут служить месторождения Центрального Казахстана, руды которых сложены главным образом браунитом и гаусманитом. Интенсивно метаморфизованные залежи первичных окисных руд распространены в Индии, Бразилии, странах западной и южной части Африки. Рудные тела этих месторождений, в составе которых доминируют кварц, марганцевые гранаты, марганцевые пироксены и амфиболы, залегают среди гнейсов, кристаллических сланцев, кварцитов и мраморов (гондитовый тип Индии).

При изменении опал-карбонатных руд марганца возникают метаморфизованные месторождения силикатно-карбонатного состава. При этом опал исчезает, соединяясь с основаниями и образуя силикаты и гидросиликаты (бустамит, родонит, беменит и др.). Карбонаты же марганца подвергаются перекристаллизации. Общую картину метаморфизма при этом дополняют многочисленные тонкие прожилки, состоящие из тех же минералов (силикатов и карбонатов), а также пирита или пирротина. К этой разновидности метаморфизованных месторождений марганца А. Бегехтин относит Усинское месторождение Западной Сибири, а также Гуэльву в Испании; к ним, по-видимому, также принадлежат месторождения Кутенберга в Чехословакии и Буковины в Румынии.

Брокен Хилл. Это одно из крупнейших свинцово-цинковых месторождений мира находится в Австралии. Оно приурочено к толще архейских гнейсов и кристаллических сланцев серии вильям, в состав которых входят силлиманит-гранат-полевошпатовые гнейсы, андалузитовые, ставролитовые и серицитовые сланцы, а также амфиболиты, образовавшиеся вследствие регионального метаморфизма вулканогенных, глинистых, известковистых, железистых и марганцовистых осадков. Метаморфические породы собраны в тесные складки сложной морфологии и расчленены продольными сбросами.

В разрезе этих пород имеется пять рудных залежей, две из которых состоят преимущественно из свинцовой, а три из цинковой руды. Рудные тела залегают согласно со смятыми в сложные складки боковыми породами, а также образуют жилообразные залежи вдоль так называемого «Главного нарушения»; они прослежены на глубину свыше 1000 м при мощности, достигающей 100 м (рис. 290).

В их состав входят: галенит, сфалерит, блеклая руда, пирротин, халькопирит, арсенопирит, а также примесь гудмундита, валлериита, станнина, буланжерита, брейтгауптита, молибденита, ильменита, ливерита. Среди жильных минералов преобладают роговая обманка, силлиманит, ортоклаз, апатит, гранат, шпинель, геденбергит, а также кварц, флюорит, кальцит. В процессе метаморфизма произошла перегруппировка и перекристаллизация рудного материала с образованием силикатов цинка — цинковой шпинели и марганца — родонита, бустамита, марганцовых гранатов. Это месторождение может быть отнесено к глаукофановой фации.

Проблема генезиса месторождения Брокен Хилл сложная и дискуссионная. Часть исследователей считает его первичноосадочным, а другая часть — первичногидротермальным; и те и другие признают решающее значение в формировании облика месторождения последующих метаморфических преобразований. Н. Фишер привел обзор доводов как первичноосадочного, так и первичногидротермального происхождения руд Брокен Хилла. Он считает, что в пользу возможного первичного сингенетического генезиса свидетельствуют морфология рудных тел, отсутствие их взаимопересечений, закономерности соотношения и распределения свинца и цинка, отсутствие рудоподводящих разломов, несовпадение абсолютного геологического возраста руды и гранитных пород. С другой стороны, в пользу возможного первичного гидротермального происхождения говорят процессы метасоматического замещения при рудообразовании, высокая температура формирования руды, наличие рудных столбов в залежах. На основе анализа всех этих доводов Н. Фишер в конце концов пришел к заключению, что все особенности месторождения Брокен Хилл можно объяснить его первичным сингенетичным образованием с последующим интенсивным преобразованием в обстановке регионального метаморфизма.

Витватерсранд. Район урансодержащих золотоносных конгломератов Витватерсранда расположен в Южной Африке и протягивается к юго-западу от Йоганнесбурга на 350 км при ширине 25—100 км. Он дает около половины мировой добычи золота, достигающей почти 500 т в год; руда

его содержит, кроме того, значительное количество урана, правда в убогой концентрации.

Геологическое строение района определяется породами трех ярусов. Нижний ярус состоит из сильнодислоцированных гранито-гнейсов и

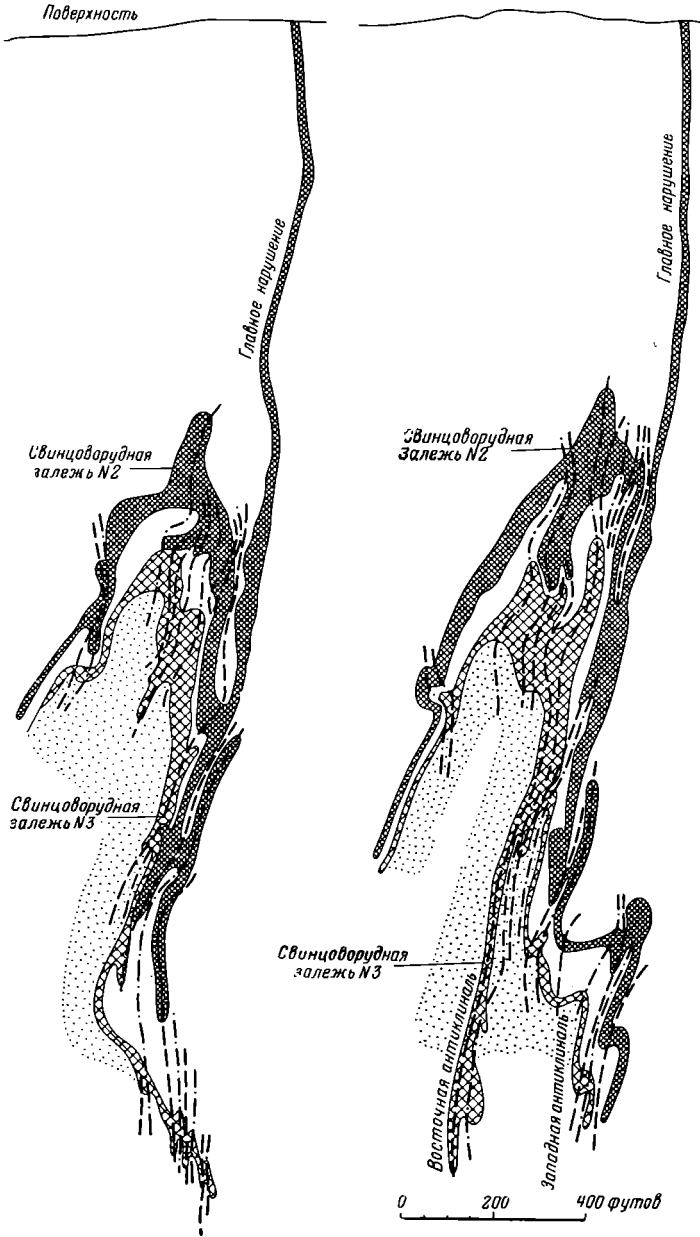


Рис. 290. Геологические разрезы через свинцоворудные залежи 2 и 3 месторождения Брокен Хилл в Австралии. По Дж. Густафссону и др.

кристаллических сланцев архея. На нем располагаются смятые в линейные складки сланцы, кварциты, конгломераты и эффузивы витватерсрандской, вентерсдорпской и трансваальской систем позднего докембрия, относящиеся к среднему ярусу. Самый верхний структурный ярус слагают пологлежащие континентальные отложения верхнего палеозоя. Пласты

рудоносных конгломератов находятся в пределах витватерсрандской системы, имеющей мощность 7,8 км. Наибольшее их количество сосредоточено в верхнем отделе системы, сложенном чередующимися слоями конгломератов, кварцитов и кремнисто-глинистых сланцев с небольшим участием эффузивов и обладающим мощностью 1,5—5,5 км (рис. 291). Рудовмещающая толща верхнего витватерсранда имеет циклическое строение, как это показано на рис. 292.

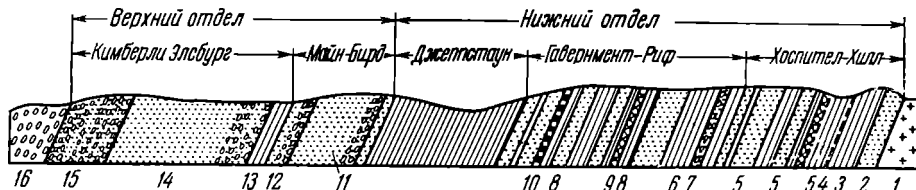


Рис. 291. Разрез через Витватерсранд в Центральном Ранде. По Меллору.

1 — древний гранит; 2 — кварциты Орандж-Грав; 3 — сланцы свиты Хоспител-Хилл; 4 — Конгортед-Бед (смятый слой); 5 — кварциты свиты Хоспител-Хилл; 6 — слои Промайз; 7 — конгломерат (риф) Промайз; 8 — слои Коронешен; 9 — сланцы Коронешен или Западного Ранда; 10 — конгломерат (риф) Гавермент; 11 — конгломерат (риф) Майн; 12 — конгломераты (риф) Берд; 13 — сланцы Кимберли; 14 — конгломераты (риф) Кимберли; 15 — конгломераты (риф) Элсбург; 16 — Вейтерсдорпские маделъштейны

Рудные тела Витватерсранда состоят из пачек конгломератов, разделенных прослоями кварцита, образующих так называемые «риффы», промышленные разновидности которых называются «банкеты». Мощность конгломератовых прослоев колеблется от нескольких сантиметров до

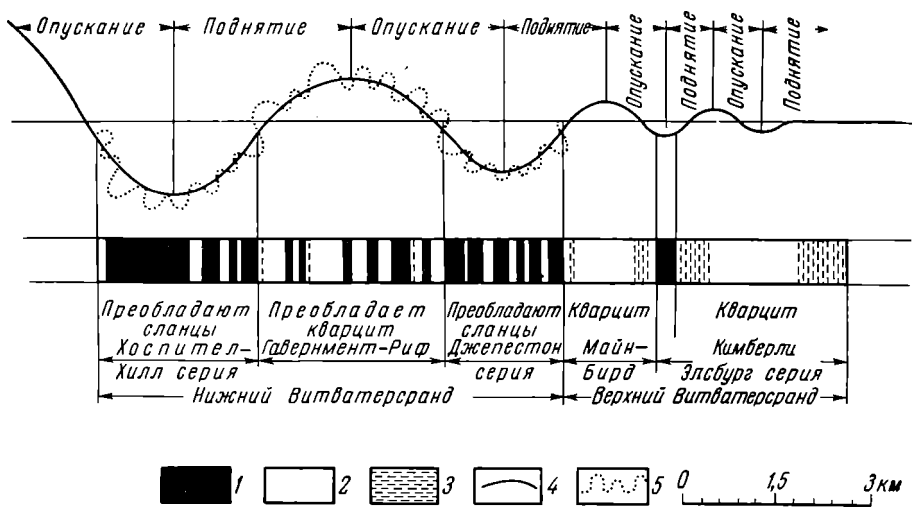


Рис. 292. Схема цикличности осадконакопления системы Витватерсранда. По Шарпу.

1 — сланцы; 2 — кварциты; 3 — конгломераты и кварциты; 4 — первичные циклы колебаний; 5 — вторичные циклы осадконакопления

3 м, мощность рифов достигает 50 м. Они протягиваются на десятки километров и вскрыты горными выработками до глубины свыше 2 км. Содержание золота в промышленной руде близко к 10 г/т, содержание урана находится в пределах от 0,005 до 0,1% и составляет в среднем 0,02%.

Золотоносные конгломераты имеют олигомиктовый или мономиктовый состав, сложены окатанной галькой светлого кварца, реже галькой кварцита и сланца размером 3—6 см, местами раздробленной. Темный цемент конгломератов состоит из кварца, серицита, хлорита, хлоритоида, карбоната, углистого вещества и сульфидов. В обломочной фракции встре-

чены хромит, циркон, шпинель, гранат, ксенотим, рутил, эвксенит, алмаз, апатит, турмалин, монацит, сростки осмистого иридия и платины. Среди сульфидов и близких им минералов, составляющих 5—10% рудной массы, наиболее распространен пирит. Кроме того, зафиксированы пирротин, арсенопирит, галенит, сфалерит, пентландит, кобальтин, миллерит, линнеит, альгодонит, герсдорфит и скуттеродит.

Золото разделяется на первичное и вторичное. Первичное золото содержится в сульфидах, а также в виде мелких овальных зерен размером от 1 до 100 мк среди цемента. Вторичное золото тонкими прожилками режет как цемент, так и гальку. Урановые минералы состоят из тухолита, уранинита и браннерита, зерна которых сосредоточены в цементе конгломератов.

Проблема генезиса золотоносных и ураноносных древних конгломератов, к которым, помимо кратко описанного Витватерсранда, принадлежат месторождения Бленд Ривер в Канаде, менее значительное Жакобина в Бразилии, а также рудопроявления Габоны (Экваториальная Африка), Австралии и Финляндии, достаточно сложна и дискуссионна. Очевидна принадлежность Витватерсранда (в его современном виде) к зеленосланцевой метаморфической фации. Вместе с тем чрезвычайно спорным является первичный генезис руд этого метаморфизованного месторождения.

Многочисленные исследователи Витватерсранда разделяются на два лагеря. Представители одного из них, к которым принадлежат Л. Грейтон, Ч. Девидсон, В. Мак-Келви, Д. Эрхардт, Э. Хейнрих и другие защищают первичное гидротермальное происхождение руд этого месторождения. Более многочисленные сторонники другой группы, к которым относятся В. Домарев, В. Котляр, Г. Бейн, У. Гарлик, Н. Катаяма, В. Либенберг, А. Мак Грегор, С. Михолич, П. Рамдор, Д. Симпсон, Г. Шнейдерхен и другие, доказывают первичный седиментационный генезис Витватерсранда, относя его к древней прибрежной морской россыпи, претерпевшей соответствующие стадии диагенеза, катагенеза и низкой ступени метаморфизма.

Основные доводы в пользу первичного гидротермального генезиса Витватерсранда сводятся к следующему:

- 1) близость абсолютного возраста уранинита в рудах и гранитов в смежных с Витватерсрандом районах;
- 2) эпигенетический характер отложения некоторой части рудных минералов, в частности золота, иногда секущего тонкими прожилками как цемент, так и гальку конгломерата;
- 3) присутствие в рудах кобальта и никеля, не свойственных россыпям;
- 4) несоответствие высокого содержания золота в конгломератах и серебра в этом золоте содержанию этих металлов в типичных россыпных месторождениях;
- 5) невозможность консервации легко разлагающегося уранинита в россыпных месторождениях.

Гипотезы первичного седиментационного образования руд Витватерсранда варьируют. По одним из них происхождение первичных руд связывается с процессами: 1) возникновения особых для древнего времени грандиозных прибрежно-морских россыпей; 2) обломочного накопления золота и хемогенного выделения соединений урана и других металлов из морской воды в зоне прибрежных морских осадков; 3) сорбционного скопления соединений урана в торфяниках континента и их сноса в прибрежную зону; 4) привноса урана и других элементов в ранее сформированную золотоносную россыпь глубинно-инфильтрационными растворами; 5) обогащения ураном ранее сформированных пластов рыхлых золотоносных конгломератов поверхностно-инфильтрационными водными растворами.

В пользу первичного седиментационного генезиса руд Витватерсранда выдвигаются следующие аргументы;

1) прибрежная фация пород, в которых локализованы месторождения;

2) строгая приуроченность оруденения к определенным пластам, занимающим выдержанное стратиграфическое положение;

3) тяготение рудных скоплений к базальным горизонтам и нижним частям пластов конгломератов;

4) отсутствие связи оруденения с разломами, которые могли бы служить рудоподводящими каналами для гидротермальных растворов;

5) наличие в составе руд обломочных, бесспорно россыпных минералов хромита, циркона, граната, алмаза, платины и др.;

6) струйчатый характер распределения золота и урана на площади провинции; приуроченность некоторых рудных струй к отложениям древних потоков, врезанных в окружающие породы.

Трудно судить о генезисе месторождения, не видя его. Однако в настоящее время больше данных в пользу первичного седиментационного происхождения руд Витватерсранда, претерпевших затем метаморфическое преобразование с перегруппировкой при этом значительной части слагающего его вещества, происходившей исключительно внутри рудных пластов.

Метаморфизм колчеданных месторождений Урала. А. Заварицкий в 1936 г. высказал гипотезу о том, что медноколчеданные месторождения зеленокаменных поясов Урала были образованы вследствие поствулканической сольфатарной деятельности среди вулканических пород нижнего палеозоя до их метаморфизма. Следовательно, современный облик колчеданных месторождений Урала в существенной степени обусловлен метаморфизмом. К такому заключению А. Заварицкий пришел, прослеживая изменение вмещающих колчеданные залежи вулканогенных пород и рудных тел со стороны Южного Урала, из области слабого метаморфизма, в сторону Среднего Урала, в область более интенсивного метаморфизма.

В этом направлении вулканогенные породы спилит-кератофировой формации преобразуются в кварц-серицит-хлоритовые сланцы, типичные для метаморфической фации зеленых сланцев. Параллельно с этим изометричные штокообразные рудные тела, характерные для юга, расплющиваются и приобретают линзовидную и жилообразную форму. В этом же направлении в руде исчезают колломорфные текстуры, происходит перекристаллизация сульфидов, дробление хрупкого пирита, обволакивание обломков его пластическим халькопиритом. Тонкодисперсное золото, свойственное рудам южных месторождений, огрубляется и становится грубодисперсным.

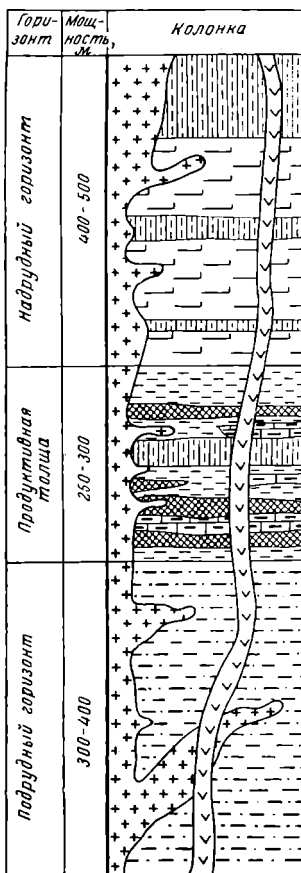
Увеличение интенсивности метаморфизма зеленокаменных рудоносных поясов Урала с юга на север объясняется по-разному. А. Заварицкий связывал это явление с нарастанием динамометаморфизма к области уфимского выступа, игравшего в процессе тектонических деформаций роль жесткого контрфорса. С. Вахромеев видит основную причину в разной глубине формирования и преобразования колчеданных залежей Урала, меньшую на юге и большую на севере. Ряд исследователей (А. Пэк и др.) оспаривают возникновение колчеданных залежей до метаморфизма; другие геологи (М. Бородаевская и др.) полагают, что метаморфизм как предшествовал, так и сопровождал формирование колчеданных месторождений Урала.

Однако колчеданные месторождения Урала и других провинций этой своеобразной рудной формации не настолько преобразованы метаморфизмом, чтобы их относить к группе метаморфизованных образований; они принадлежат к самостоятельному классу колчеданных месторождений гидротермальной группы полезных ископаемых (см. главу восьмую).

Прочие месторождения. Согласно мнению Г. Шнейдерхена и других геологов, к классу регионально метаморфизованных (помимо вышеперечисленных) относятся: 1) месторождения так называемых скарно-магнетитовых, скарно-браунитовых, скарно-сульфидных руд лептитовой формации Швеции и Финляндии (Лангбан, Фалун, Болиден, Ориярви и др.); 2) колчеданные руды с золотом Канадского щита (Флин Флон, Роуин Норанда, Сулливан и др.); 3) сульфидные месторождения метаморфической области фундамента территории США (Дактаун, Джером и др.), 4) месторождение силикатных цинк-марганцевых руд Франклин в США. Среди них находятся как первично экзогенные, так и эндогенные месторождения, интенсивно преобразованные в результате длительного и разностороннего метаморфизма.

КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В классе контактово-метаморфизованных могут находиться разнообразные месторождения, не всегда легко выделяемые среди эндогенных скарновых образований, развитых в интрузивных ореолах. В качестве



Биотитовые, биотит-амфиболовые, пироксен-амфиболовые плагиогнейсы и сланцы
Силлиманитовые и силлиманит-кордиеритовые гнейсы и сланцы
Биотитовые, биотит-силлиманитовые, турмалин-силлиманитовые и турмалиновые кварциты и кварцито-гнейсы; местами — гематитовые и гематит-силлиманитовые кварциты и гнейсы

Амфиболиты, амфибол-биотитовые, биотитовые и пироксен-амфибол-биотитовые плагиоклазовые гнейсы и сланцы
Диопсидиты, диопсид-флогопитовые, диопсид-скаполитовые, диопсид-рогообманко-скаполитовые, плагиоклаз-скаполитовые сланцы, форстерит-диопсидовые пороцы и серпентиниты, флогопитовые слюдисты, доломитовые мраморы и кальцифиры; магнетитовые руды с магнезиальными, магнезиально-кальциевыми силикатами и другими минералами; биотит-графитовые гнейсы; турмалиниты и турмалиновые сланцы с плагиоклазом, диопсидом, флогопитом

Амфиболовые и пироксен-амфиболовые плагиоклазовые гнейсы и сланцы, амфиболиты с прослоями двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев, биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов

Все горизонты федоровской свиты инъецированы архейскими аляскитовыми гранитами и прорваны верхнеюрскими сениит-порфирами

Рис. 293. Стратиграфо-петрографический разрез архейской толщи Таежно-Леглиерской рудоносной полосы Южной Якутии. По Д. Сердюченко

их примеров будут описаны некоторые месторождения железа, графита, корунда и наждака.

Железные руды. Осадочные пласты окисных и карбонатных руд под воздействием прорывающих их интрузий преобразуются, приобретаю

черты сходства с согласными залежами скарновых месторождений железа. К подобного рода контактово-метаморфизованным месторождениям железных руд в Советском Союзе некоторые геологи относят месторождения Южной Якутии и Балеинское в Забайкалье. Из зарубежных месторождений к ним причисляют Ковары в Польше, Остеродер и некоторые участки Зигерланда в ФРГ, Мансье в Швеции, Гунфлит и Мезаби на Верхнем озере в США и др.

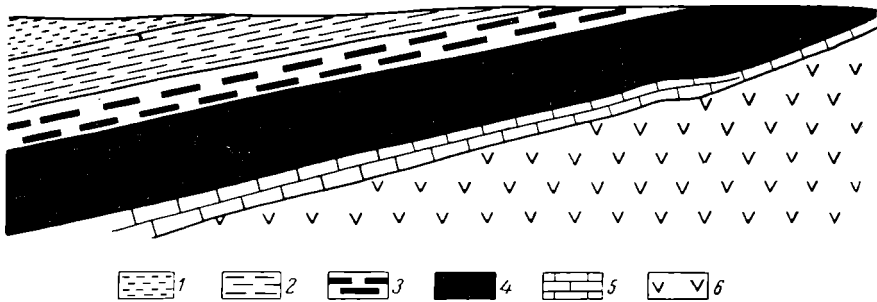


Рис. 294. Схематический геологический разрез Курейского месторождения графита. 1 - песчаники верхнего карбона; 2 - сланцы и кварциты; 3 - графитовые сланцы; 4 - графит, образовавшийся по пласту угля; 5 - карбонатные породы; 6 - диабазовые траппы

Южноякутские скарно-магнетитовые месторождения расположены вдоль нескольких параллельных полос, обусловленных складчатостью железорудной толщи архея, залегающей среди метаморфических сланцев, кварцитов, мраморов и гнейсов, прорванных гранитами (рис. 293). Формирование железорудных месторождений, по Д. Сердюченко, прошло через три этапа: 1) образование осадочных месторождений железной руды и железосодержащих пород, 2) преобразование их вследствие регионального метаморфизма в магнетитовые кварциты, магнетитовые амфиболиты, магнетит-пироксен-скаполитовые породы, 3) контактовое изменение в ореолах гранитов в скарно-магнетитовые залежи. Однако другие геологи рассматривают эти месторождения как обычные скарновые, с железом, привнесенным магмой (Л. Шабынин и др.). Они кратко описаны в главе седьмой настоящей книги.

Своеобразно месторождение самородного железа Овифак в Гренландии, возникшее в контактовом ореоле базальтов за счет преобразования скопленных сульфидного, карбонатного и окисного железа в присутствии углерода, поглощенного магмой из угольных пластов.

Месторождения графита. Графитовые месторождения возникают в ореоле интрузий, рвущих пласты каменного угля. Их примером может служить Курейское месторождение, генетически связанное с пластами каменного угля Тунгусского бассейна Красноярского края верхнепалеозойского возраста, подвергшихся сильному контактовому метаморфизму под воздействием сибирских траппов (рис. 294).

Месторождения корунда и наждака. Эти месторождения возникают вследствие контактового влияния интрузий на залежи бокситов. При слабом метаморфизме образуются диаспоровые породы, а при более сильном метаморфизме бокситы переходят в наждак, который состоит из корунда, шпинели, магнетита, пирита, андалузита, диаспора и некоторых других минералов. Такие месторождения известны в Греции.

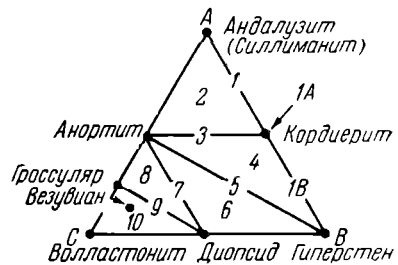


Рис. 295. Десять классов контактовых роговиков. По М. Гольдшмидту

Прочие месторождения. Осадочные фосфориты Каратау в Казахстане на контакте с прорывающими их гранитами превращены в апатиты. В месторождении Нагпура в Индии окисные руды марганца при таких же обстоятельствах преобразованы в силикатные. Г. Шнейдерхен полагает, что таким же образом при контактовом воздействии на битуминозные породы образовалось оригинальное месторождение ванадия Мина Рагра в Перу, руда которого состоит из кристаллического патронита (VS_4), бравоита, богатого ванадием и серой асфальтового кокса (кискейт), кварца и карбонатов. В контактовых ореолах за счет песчано-сланцевых пород возникают роговики, используемые в качестве строительного и огнеупорного материала. По минеральному составу выделяется десять классов роговиков, изображенных на диаграмме М. Гольдшмидта (рис. 295).

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Метаморфические месторождения возникли вследствие перекристаллизации, собирательной кристаллизации и перегруппировки вещества тех толщ пород, в которых они обнаруживаются. В отличие от метаморфизованных они образованы не за счет ранее существовавших месторождений, а в результате метаморфизма горных пород. При этом метаморфизм совершался с участием того или иного количества летучих соединений, но без привноса вещества из-за пределов рудовмещающих толщ пород, при высоких температуре и давлении, но недостаточных для выборочного или полного переплавления пород. К фации зеленых сланцев принадлежат метаморфические месторождения асбеста и меди, к амфиболовой фации — кианита, наждака и графита, к гранулитовой — граната, к эклогитовой — рутила (титана).

Амфибол-асбестовые месторождения. Согласно Ю. Андрееву, месторождения щелочно-амфиболовых асбестов встречаются: 1) в виде родусит-асбеста среди глинисто-доломитовых толщ; 2) в виде крокидолита в железистых и яшмовидных кварцитах; 3) в виде магнезиоарфведсонита в серпентинитах; 4) в той же минеральной форме среди доломитов и приуроченных к ним магнетитовых скарнов. Все они располагаются в толщах пород, претерпевших региональный метаморфизм низкой, обычно зеленокаменной фации. Минеральный и химический состав залежей отвечает составу вмещающих пород, что позволяет рассматривать их в качестве продуктов метаморфической перегруппировки элементов вмещающих пород под воздействием щелочных растворов. Не исключено, что в некоторых случаях эти растворы имеют магматогенное происхождение.

Месторождения меди. К метаморфическим, возможно, относится группа халькопиритовых месторождений меди Сингвумского рудного пояса Восточной Индии (Мосабони и др.). Они располагаются в региональной зоне смятия протерозойских гнейсов и амфиболитов, необычайно интенсивно метаморфизованных и дислоцированных. Замечательной особенностью медных месторождений является их размещение по периферии раздавленных и метаморфически преобразованных основных пород. Так, например, прерывистая жилкообразная залежь Мосабони длиной до 4,5 км и мощностью от 0,3 до 15 км вытянута среди гранито-гнейсов вдоль непосредственного контакта с метаморфизованными и распрессованными основными породами. Руда этой залежи практически мономинеральная и состоит из халькопирита. В качестве редких примесей отмечены пирит, пирротин, пентландит, миллерит, виолорит, магнетит, молибденит, тетрадимит, валлерит.

Некоторые геологи Индии (А. Банерджи, С. Саркар) полагают, что медные и железные (магнетитовые) залежи Сингвумского пояса возникли в процессе метаморфизма основных пород под воздействием химически активных водных растворов метаморфогенного происхождения, извлекающих металлы из основных пород и сконцентрировавших их по периферии массивов этих пород. Псевдогидротермальный характер этого процесса

проявился в развитии параллельно рудным залежам зон серицитизации, хлоритизации и пропилитизации, отвечающих зеленокаменной фации метаморфизма. Другие геологи относят эти месторождения к гидротермальным образованиям (с. Саркар).

Кианитовые и силлиманитовые месторождения. Три модификации состава Al_2SiO_5 представлены метаморфическими минералами амфиболовой фации — андалузитом, кианитом и силлиманитом. По данным Н. Елисеева (1959), андалузит устойчив при высокой температуре и низком давлении, кианит — при средней температуре и высоком давлении, силлиманит — при высокой температуре и высоком давлении (рис. 296). Совместное нахождение всех трех минералов при региональном метаморфизме оказывается возможным в связи с тем, что кривая деградации лежит левее тройной точки.

Кианитовые и силлиманитовые месторождения известны на Кольском полуострове, в Якутии (Чайнытское), Карелии, Северной Индии и в других районах мира. Наиболее полно изученное месторождение находится в Карелии среди глубоко метаморфизованных докембрийских пород свиты кейв, превращенных в гнейсы, слюдяные, гранатовые, ставролитовые, кианитовые и другие сланцы, амфиболиты, мраморы и доломиты, развитые непрерывной полосой протяжением около 200 км и шириной до 10—14 км (рис. 297).

Согласно И. Белькову, первичным материалом, за счет которого возникли кианитовые сланцы, послужили обогащенные глиноземом и органическим веществом глинистые осадки верхнеархейского возраста. Они претерпели четыре этапа метаморфизма. Первый этап связан с глубинным региональным изменением осадков, соответствующим амфиболитовой фации на глубине до 10 км при температуре более 450—500° С. При этом последовательно возникли андалузитовые, а затем кианитовые, ставролитовые, гранатовые и другие сланцы. Второй этап обусловлен контактовым воздействием основной интрузии, вследствие которого кианитовые сланцы подверглись щелочному метасоматозу, фельдшпатизации и перекристаллизации с образованием скопления идиобластического и порфиробластического кианита. Третий этап связан со складчатостью свиты кейв и синхронной ей интрузией плагио-микроклиновых гранитов, сформировавших сложноскладчатую структуру месторождения. Четвертый этап обусловлен мощной постскладчатой интрузией щелочных гранитов, приведшей к частичному преобразованию кианитовых сланцев в силлиманитовые породы.

Месторождения наждака. Метаморфические месторождения наждака известны среди древних метаморфических пород амфиболовой фации Урала (Прииргашская группа). Штокообразные тела этих месторождений находятся среди мраморизованных известняков и состоят из корунда, хлоритоида и шпирита, с примесью магнетита, рутила, диаспора, апатита, биотита и серицита. Рассматриваются как продукты воздействия на карбонатные породы глиноземсодержащих десилицированных химически активных водных растворов метаморфического происхождения.

Месторождения графита известны среди древних метаморфических комплексов пород преимущественно амфиболовой фации Украины, Урала, Дальнего Востока и других районов. Представляют собой полосы гнейсов и сланцев, содержащих рассеянную вкрапленность кристаллического графита, варьирующего в пределах 5—15%. Его образование связывается

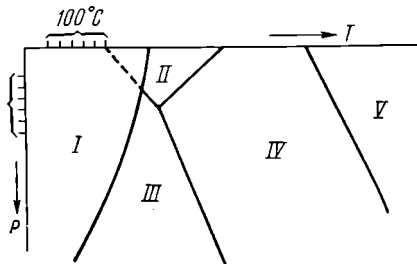


Рис. 296. Диаграмма равновесия водных силикатов (I), андалузита (II), кианита (III), силлиманита (IV) и муллита (V). По И. Томпсону (из Н. Елисеева)

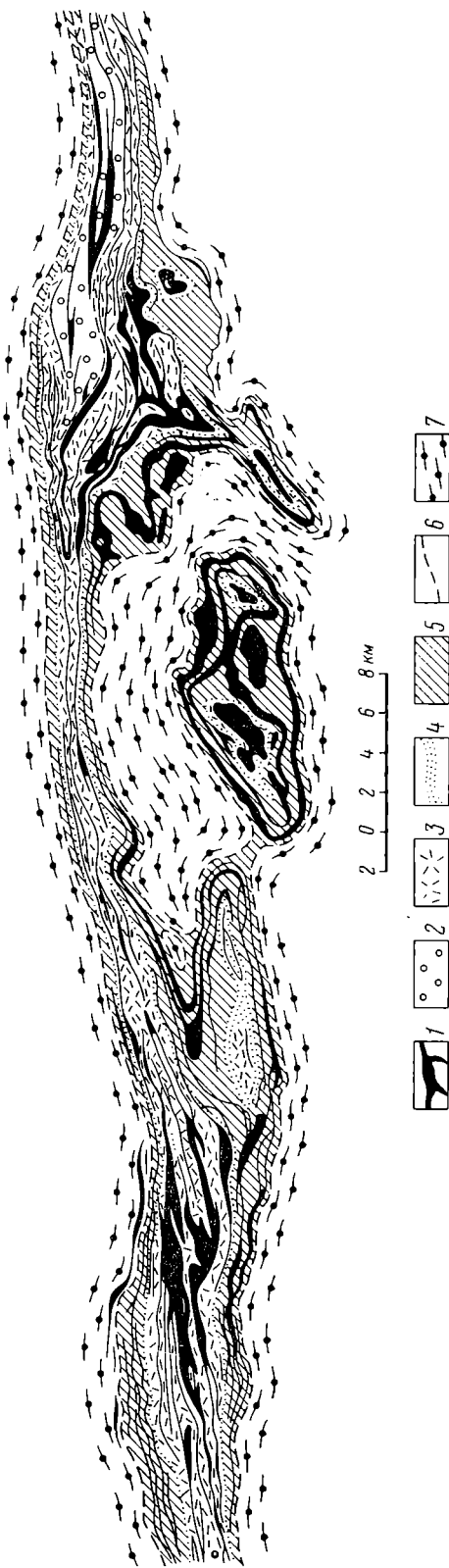


Рис. 297. Схема геологического строения центральной части зоны кяниновых сланцев свиты Кейв. По И. Велькозу

1 — метабаанты; 2 — двуосные ставролит-гранатовые, слюдяно-гранатные, мусковит-кварцевые и другие сланцы пачки Д; 3 — порфириобластические магнетит-ставролитовые и плагиоклаз-ставролит-кяниновые сланцы пачки Г; 4 — мусковитовые кварциты пачки В; 5 — кяниновые и ставролит-кяниновые сланцы пачки Б; 6 — хлоритовые, следяно-гранатовые и ставролит-гранатовые сланцы пачки А; 7 — биотитовые, гранат-биотитовые, частично амфиболитовые гнейсы

с региональным метаморфизмом толщ пород, содержащих в своем составе первичноосадочное битуминозное вещество.

Месторождения граната. Переход от амфиболитовой к гранулитовой фации сопровождается исчезновением гидроксилсодержащих минералов, в частности слюд. Вместо слюд в породах гранулитовой фации, согласно Н. Елисееву (1959), образуется гранат и ортоклаз. При этом за счет биотита и мусковита возникает альмандин, а за счет флогопита при более высокой температуре формируется пироп. Вообще состав граната зависит от температуры метаморфических преобразований (рис. 298).

Метаморфические гранатовые месторождения среди кристаллических обычно ставролит-полевошпатовых сланцев известны на Урале, в Карелии и других районах распространения пород средних ступеней метаморфизма.

Месторождения титана. В. Вертушковым месторождение титана описано среди амфиболитов Урала. Оно возникло вследствие метаморфизма пород габброидного состава в условиях эклогитовой фации. При этом большая часть силикатов очистилась от изоморфной примеси титана и последний обособился в форме самостоятельных минералов рутила и ильменита. Вследствие собирательной кристаллизации титановых минералов рутил и ильменит на ранней стадии метаморфизма образовали заметные индивидуальные стяжения вкраплен-

ных руд. При дальнейшем развитии метаморфизма ильменит очищался от железа и формировались вкрапленные рутиловые руды среди амфиболитов и эклогитов.

Прочие месторождения. Помимо описанных, к метаморфическим принадлежат многочисленные месторождения мраморов, возникшие при изменении известняков, месторождения кварцитов, образовавшиеся при метаморфизме песчаников, и месторождения кровельных сланцев, сформировавшиеся при низкой ступени метаморфизма глинистых сланцев.

Альпийские жилы. Альпийскими жилами называются трещины, выполняющиеся минеральным веществом в процессе метаморфизма прорезаемых ими пород. Они замечательны тем, что кристаллизующиеся в их полости минеральные парагенезисы в точности соответствуют минеральному составу вмещающих пород. Так, в зеленокаменных сланцах возникают жилки, состоящие из альбита, эпидота и кварца; в роговообманковых сланцах — жилы амфибола и плагиоклаза; в сульфидных залежах — прожилки переотложенных сульфидов; в толщах кварцитов — альпийские жилки горного хрусталя; в глинисто-доломитовых породах — жилы родусит-асбеста. Обычно такие прожилки не имеют самостоятельного практического значения; лишь альпийские жилы амфибол-асбеста и горного хрусталя иногда образуют промышленные месторождения.

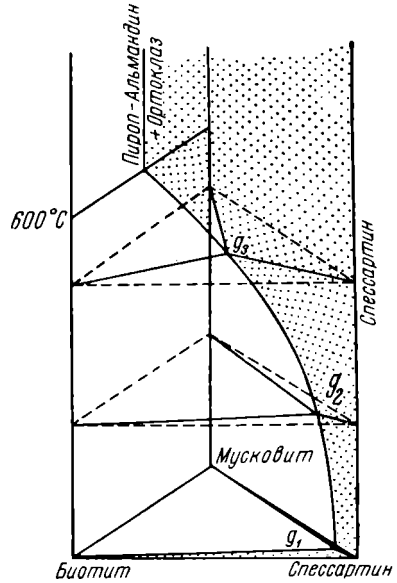


Рис. 298. Диаграмма, иллюстрирующая изменение в составе граната в зависимости от степени метаморфизма. Кривая $g_1g_2g_3$ отвечает содержанию спессартина в гранате. По Рамбергу (из Н. Елисева)

УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Прогрессивный метаморфизм проходит через следующие стадии: 1) перекристаллизация, 2) метасоматическая перегруппировка все более и более глубоких фаций, 3) частичное выборочное переплавление исходной породы (анатексис, или магматизация), 4) полное переплавление исходной породы (палингенез, или гранитизация). О. Таттлом экспериментально доказано, что только на глубине от 10 до 20 км могут возникнуть условия давления и температуры, достаточные для начала плавления (640° , 4000 атм). Согласно этим данным, образование анатектических расплавов гранитного состава возможно только в условиях глубоких фаций метаморфизма. Поэтому гранитоидные и прочие интрузивные массивы, находящиеся среди неизмененных и слабометаморфизованных пород до зеленокаменной и глаукофановой фации включительно, должны иметь иное происхождение.

Значительных месторождений полезных ископаемых, ассоциирующихся с палингенными изверженными породами глубоко преобразованных метаморфических комплексов, неизвестно. Эта их бесплодность многими геологами (Н. Судовиков, Г. Шнейдерхен, К. Сулливан и др.) объясняется тем обстоятельством, что мобилизация вещества полезных ископаемых под воздействием метаморфизирующих растворов происходит раньше расплавления пород. Вследствие этого компоненты полезных ископаемых, в частности металлы, выносятся выше по фронту рудного метаморфизма,

опережающего фронт гранитизации. Будучи отложенными в верхних зонах из вещества, привнесенного из глубинных источников горячими минерализованными водными растворами, они пока не могут различаться от магматогенных гидротермальных месторождений и рассматриваются в общей группе гидротермальных образований.

ЛИТЕРАТУРА

Елисеев Н. А. *Метаморфизм*. Изд-во ЛГУ, 1959.

Заварицкий А. Н. *Метаморфизм и метасоматизм в Уральских колчеданных месторождениях*. В сб.: «Колчеданные месторождения Урала». Изд-во АН СССР, 1950.

Коржинский Д. С. *Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов*. Изд-во АН СССР, 1957.

Николаев В. А. и Доливо-Добровольский В. В. *Основы теории процессов магматизма и метаморфизма*. Госгеолтехиздат, 1961.

Семеновко Н. П. *Генетическая классификация метаморфических пород и процессов*. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960. (Тр. 2 Всесоюз. петрограф. совещ.)

Соболев В. С. *О давлении при процессах метаморфизма*. В сб.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. 1. Изд-во АН СССР, 1961.

Тернер Ф. и Ферхуген Дж. *Петрология изверженных и метаморфических пород*. Изд-во иностр. лит., 1961.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. *Метаморфические реакции и метаморфические фации*. Изд-во иностр. лит., 1962.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Борьба за внедрение в структурную геологию методов точных наук началась в середине 19 века и едва ли кому-нибудь удастся затормозить это прогрессивное направление.

В. Крейтер, 1956

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Тектонические структуры, определяющие геологический облик месторождений полезных ископаемых, формируются значительно длительнее, чем время образования тел минерального сырья. Для многих месторождений они закладываются задолго до возникновения залежей полезных ископаемых, сопровождают образование залежей и продолжают развиваться после накопления минерального вещества этих залежей. Таким образом, в длительной истории развития структуры месторождений полезных ископаемых можно выделить три этапа: доминерализационный, интраминерализационный и постминерализационный. В дальнейшем для краткости мы их будем называть: дорудный, интарудный и пострудный этапы, хотя эти понятия будут относиться ко всем разновидностям минерального сырья, а не только к руде. Некоторые геологи в истории геологического развития структур месторождений полезных ископаемых выделяют пять этапов: дорудный, предрудный, интарудный, пострудный и послерудный; для наших целей будет достаточно рассмотрение структур трех вышеуказанных этапов.

Геологический облик месторождений полезных ископаемых в основном определяется тектонической структурой. Элементы нетектонической структуры, связанные с уплотнением слоев, с их внутри- и межформационным размывом, древними оползнями, с карстовым обрушением, с увеличением объема при разогревании и сокращением объема при остывании, с перекристаллизацией горных пород и другими подобными явлениями не играют существенной роли в структурах большинства месторождений полезных ископаемых.

Основными тектоническими элементами строения месторождений являются деформации складчатые, разрывные и трещинные. В соответствии с этим материал по структурам месторождений полезных ископаемых будет изложен отдельно для этапов дорудного, интарудного и пострудного, а внутри этих трех этапов по трем типам тектонических деформаций— складчатым, разрывным и трещинным. Такой подход для изучения геологических структур месторождений выбран по соображениям методической целесообразности; совершенно ясно, что в природных условиях геологу все элементы геологической структуры месторождений полезных ископаемых приходится изучать в их взаимосвязи и исторической последовательности развития.

В настоящей главе не рассматривается теория тектонических деформаций, относящаяся к сфере геотектоники и структурной геологии.

Основой структурного анализа месторождений полезных ископаемых служат известные труды Г. Ажгирея, В. Белоусова, А. Богданова, М. Гзовского, Ю. Косыгина, П. Кропоткина, А. Михайлова, А. Пейве,

М. Тетяева, В. Хаина, Н. Шатского, М. Биллингса, Г. Клооса, Ч. Лизса, Ч. Невина, Л. Ситтера, Г. Штилле и др.

Среди специальных работ, посвященных структурам месторождений полезных ископаемых, наиболее значительными представляются статьи и книги Я. Белевцева, Н. Бородаевского, Г. Вировлянского, Ф. Вольфсона, Н. Елисеева, А. Королева, В. Крейтера, Л. Лукина, А. Пэка, Н. Семеновко, Г. Яковлева, а также Г. Мак-Кинстри, В. Ньюхауза, К. Хьюлина, Э. Уиссера и др. (рудные месторождения); А. Белицкого, И. Горского, Г. Иванова, Г. Крашенинникова, Г. Кушева, И. Молчанова, В. Попова, А. Широкова, В. Яворского (уголь); А. Бакирова, И. Брода, Н. Вассоевича, Ю. Косыгина, М. Мирчинка, В. Хаина и др. (нефть).

ДОРУДНЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ

Элементы дорудных геологических структур имеют решающее значение для образования эпигенетических, особенно эндогенных месторождений полезных ископаемых, определяя пути поступления минерального вещества и места его локализации.

Типы складок. Среди разнообразных проблем морфологии и генезиса складок для анализа структур месторождений полезных ископаемых особенно важны группировки складчатых деформаций: 1) по механизму образования складок, 2) по соотношению слоев в складках, 3) по типам складчатых комплексов.

По механизму образования складки могут быть разделены на четыре группы: 1) изгиба со скольжением, 2) блокированные, 3) диапировые, 4) скальвания (рис. 299).

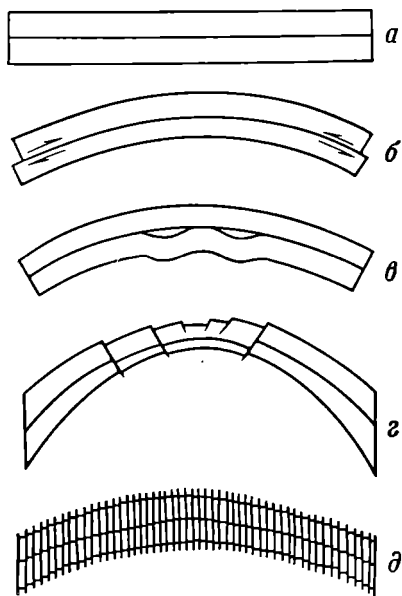


Рис. 299. Механизм образования складок

а — положение пластов до складчатости; б — складка изгиба со скольжением; в — блокированная складка; г — диапировая складка; д — складка скальвания

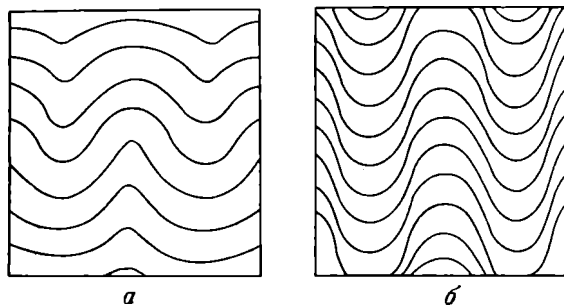


Рис. 300 Соотношение слоев в складках
а — параллельной; б — подобной внутренней структуры

По соотношению слоев складки подразделяются на складки с параллельной и с подобной внутренней структурой (рис. 300).

По типам складчатых комплексов различают линейную (полную, альпинотипную) и купольную (прерывистую, германотипную) складчатость; иногда выделяют также промежуточную (гребневидную, сундучную) складчатость.

Деформация пластов в складках. Условия эндогенного рудообразования в складках определяются возможностью циркуляции рудоносных растворов и локализации привносимого ими минерального вещества в изог-

нутых пластах слоистых пород. Такие условия создаются вследствие увеличения пористости, возникновения кливажа, трещиноватости, отслоения и брекчирования при складкообразовании.

Пористость пород может увеличиться вследствие расширения межзернового пространства в участках растяжения пластов при изгибе.

Кливаж, возникающий при складчатости, бывает пяти типов: 1) главный кливаж, параллельный осевой поверхности складки, 2) обратный веерообразный кливаж, 3) послойный кливаж, 4) кливаж разлома, 5) кливаж волочения в пластичных пластах (рис. 301).

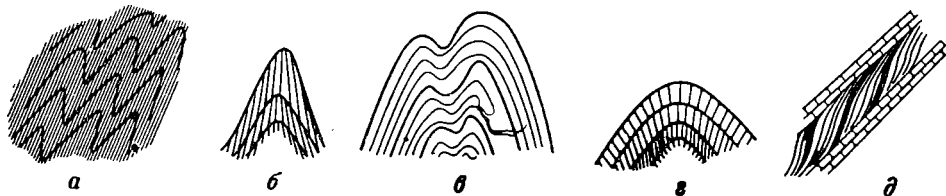


Рис. 301. Разновидности кливажа

а — главный кливаж, параллельный осевой поверхности складки; б — обратный веерообразный кливаж; в — послойный кливаж; г — кливаж разлома; д — кливаж волочения

Особо важное значение для пластовой циркуляции рудоносных растворов имеет кливаж разлома, расчленяющий пласты большой мощности на крупные блоки, а пласты меньшей мощности на более мелкие.

Тектонические трещины формируются в процессе изгиба пластов и их взаимном скольжении друг по другу. При этом в растягивающейся части изгибающейся части возникают трещины отрыва, а в сжимающейся — трещины скола (рис. 302); как те, так и другие, кроме того, могут возникнуть вдоль поверхности скольжения пластов, особенно если они обладают различной прочностью.

Отслоения могут образоваться как в шарнирах, так и на крыльях складок. Отслоения в шарнирах всегда сопутствуют заблокированным складкам (рис. 303, а). Они могут возникнуть также и в шарнирах складок изгиба со скольжением при различной интенсивности изгибания пластов породы (см. рис. 303, б). На крыльях отслоения могут зародиться в связи с образованием складок волочения (см. рис. 303, в).

Брекчирование при складкообразовании может произойти в шарнирах интенсивно сжатых хрупких пластов, а также на крыльях по плоскостям срыва при скольжении друг по другу пород различной прочности.

Отмечено, что при смятии в складки толщ однородных пород не возникает деформаций, благоприятных для проникновения растворов. Наоборот, перемежаемость пластов пород различного состава и механической прочности создает условия, содействующие возникновению тектонических

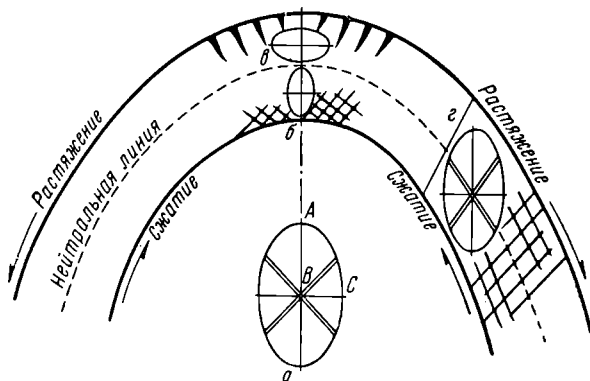


Рис. 302. Схема деформации пласта при изгибе

а — общее положение эллипсоида деформации для складки в целом; б — положение эллипсоида деформации в сжимающейся части; в — положение эллипсоида деформации в растягивающейся части; г — положение эллипсоида деформации на крыле

деформаций, благоприятствующих рудообразованию. С этой точки зрения А. Королев и П. Шехтман (1954) выделяют пласты: несущие, хрупкие и пластичные. Несущие пласты, к которым принадлежат известняки, сгибаются без разрыва сплошности,

точнее с быстро залечивающимися трещинами, заполняющимися перетолженным кальцитом. Хрупкие пласты изверженных пород, песчаников, кварцитов, кремнистых сланцев при изгибе раскалываются открытыми трещинами. Пластичные пласты различных слабометаморфизованных сланцев при тектонических деформациях обладают способностью к течению без разрыва сплошности. Усло-

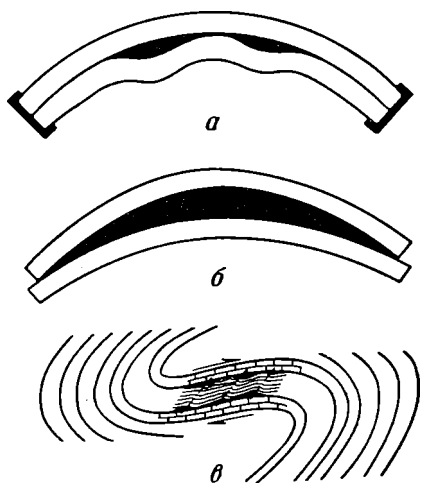


Рис. 303. Структуры отслоения в складке

a — в шарнире блокированной складки; *b* — в шарнире складки изгиба со скольжением; *v* — на крыле при образовании складок волочения

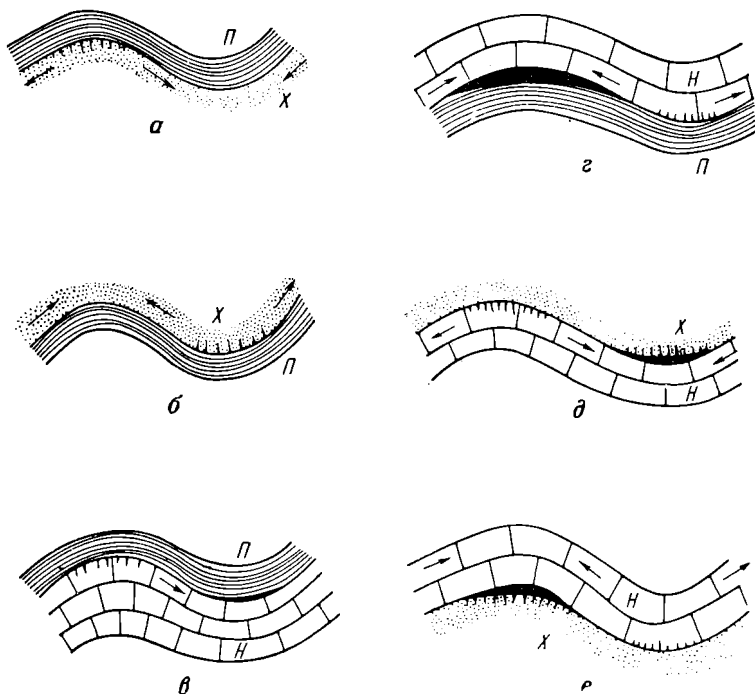


Рис. 304. Условия возникновения отслоений и трещиноватости при смятии в складку разнородных пластов. По А. Королеву и П. Шехтману

x — хрупкий; *п* — пластичный; *н* — несущий пласты; *a* — покрывает пластичный, подстилает хрупкий пласт. Дробление хрупкой породы с образованием трещин разрыва только в антиклинали без отслоения пластов; *б* — покрывает хрупкий, подстилает пластичный пласт. Дробление хрупкой породы с образованием трещин разрыва только в синклинали без отслоения пластов; *в* — покрывает пластичный, подстилает несущий. Возможны отслоения несущего пласта от пластичного в синклинали и заполнение пустот пластичным материалом; трещины разрыва возникают в несущем пласте в антиклинали, но легко залечиваются; *г* — покрывает несущий, подстилает пластичный пласт. Отслоение с образованием седловидных пустот под несущим пластом в антиклинали. Образование в нем же залечиваемых трещин разрыва в синклинали; *д* — покрывает хрупкий, подстилает несущий пласт. Отслоение пластов с образованием седловидных пустот и одновременное образование трещин разрыва в хрупком пласте в синклинали. В антиклинали могут возникнуть трещины разрыва, подвергающиеся залечиванию; *е* — покрывает несущий, подстилает хрупкий пласт. Отслоение с образованием седловидных пустот под несущим пластом и одновременно дробление хрупкого пласта с возникновением разрыва в антиклинали. Образование залечиваемых трещин разрыва синклинали несущего пласта

вия возникновения отслоений и трещиноватости в зависимости от комбинации таких пластов при образовании складок показаны на рис. 304.

Дисгармоничная складчатость с возникновением зон брекчий, отслоения и трещиноватости лучше всего образуется в толщах пород с пластами соизмеримой мощности; при этом чем больше мощность пластов, тем полнее выявляются такого рода деформации.

Степень деформированности пластов при складкообразовании зависит от радиуса кривизны складок. Она возрастает с уменьшением радиуса

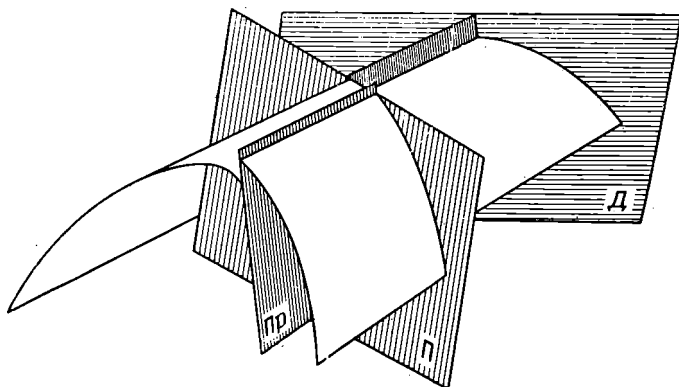


Рис. 305. Антиклинальная складка, нарушенная продольным (Пр), а также более поздними — диагональным (Д) и поперечным (П) разломами

кривизны, но до известного предела, различного для разных пород, а затем вновь сокращается в интенсивно изогнутых мелких складках.

Складки и разломы. Помимо вышеописанных нарушений (отслоение, трещиноватость и др.), свойственных отдельным изогнутым пластам, складки в целом часто прорезаются разломами той или иной амплитуды. Они имеют важное значение для циркуляции рудоносных растворов и локализации тел полезных ископаемых. По положению разломов относительно тела складки различают разломы продольные, диагональные и поперечные (рис. 305). Продольные разломы типа надвигов обычно относятся

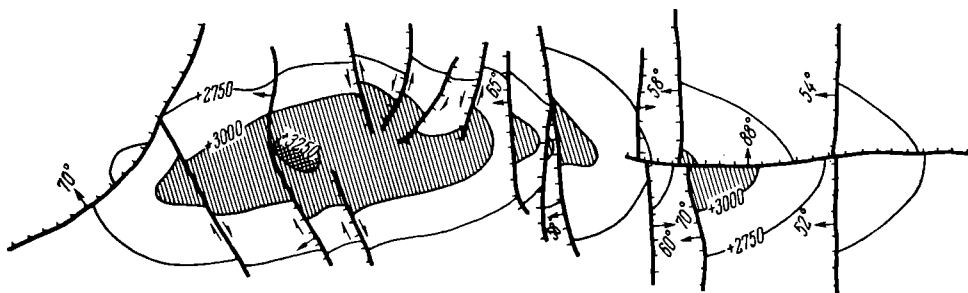


Рис. 306. Складка, разбитая поперечными и диагональными разломами. По Бэртраму

к категории синскладчатых, формирующихся на заключительной стадии линейной складчатости. Диагональные и поперечные разломы типа сдвигов и сбросов при линейной складчатости обычно образуются после смятия пород в складки, а при купольной складчатости диагональные, поперечные и радиальные разломы зарождаются и развиваются в процессе роста складки (рис. 306).

Рудообразование в складках. Структурные условия эндогенного рудообразования в складках не одинаковы. Наиболее благоприятны для локализации тел полезных ископаемых складки блокированные и складки

изгиба со скольжением с подобным внутренним строением, менее благоприятны диапировые складки и еще менее — складки скальвания, не имеющие зон отслоения.

Наилучшими условиями для эндогенного оруденения обладают шарниры антиклинальных складок и купола брахиантиклиналей, обеспечивающие концентрацию рудоносных растворов в вершинах складок,

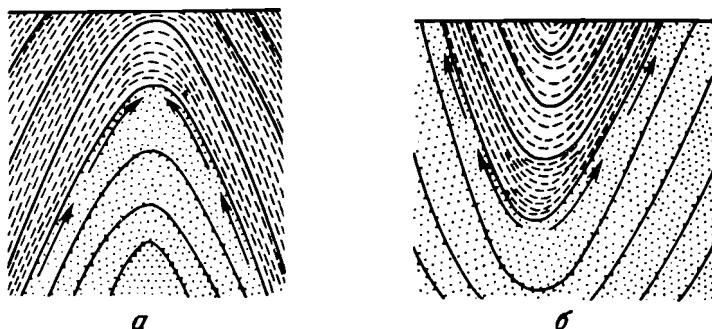


Рис. 307. Схема течения рудоносных растворов в антиклинальной и синклиальной складках

а — концентрация растворов в антиклинальной складке; б — распыление растворов в синклиальной складке

в отличие от синклиальных складок, содействующих рассредоточению растворов (рис. 307). Это не значит, что эндогенные месторождения не могут образоваться у шарниров синклиальных складок, однако если расставить в ряд различные части складок по их благонадежности для эндогенного рудообразования, то на первое место необходимо поставить шарниры антиклиналей, на второе — крылья складок, на третье — шарниры синклиналей.

ДОРУДНЫЕ РАЗЛОМЫ

Дорудные тектонические разломы служат путями проникновения рудоносных магматических расплавов и растворов из глубинных частей земной коры в ее верхние этажи, к участкам локализации магматогенных месторождений полезных ископаемых. Будучи вытянуты цепями вдоль таких разломов, эти месторождения образуют линейные рудные пояса, играющие важную роль в закономерностях пространственного размещения эндогенного минерального сырья.

Типы разломов. Для целей анализа тектонических условий эндогенного рудообразования целесообразно выделение четырех типов разломов: 1) планетарных, 2) интрагеосинклиальных, 3) скрытых в фундаменте, 4) рядовых.

Планетарные разломы, или линеаменты, разделяют земную кору на систему ортогональных блоков планетарного масштаба, ограничивают материки, определяют места заложения геосинклиналей и их границы с платформами (В. Белоусов, 1960 г.).

И н т р а г е о с и н к л и н а л ь н ы е, или г л у б и н н ы е, р а з л о м ы, по А. Пейве, разграничивают внутренние тектонические (структурно-фациальные) зоны складчатых областей, возникших на месте геосинклиналей. Они характеризуются протяженностью на сотни километров, значительной глубиной заложения, достигающей нескольких или десятков километров, длительностью и перманентностью геологического развития. Неравномерность опускания и поднятия пограничных областей приводит к резкому различию в фациях и мощностях осадков, формирующихся по обе стороны от глубинных разломов.

Скрытые разломы фундаментов вследствие постумных движений по ним проявляются в толщах покровных пород верхнего структурного яруса в виде линейных зон трещиноватости, поясов эшелонированных (кулисообразно заходящих друг за друга) складок, поясов перегибающихся складок и флексурных изгибов типа «структурных решеток» (Г. Пospelов); иногда скрытые разломы фундамента совсем не проявляются в геологических структурах покрова.

Рядовые разломы обычно формируются в связи со складчатостью на ее завершающей стадии и в постскладчатое время, хотя известны и более редкие доскладчатые конседиментационные разломы. К ним относятся протяженные надвиги, сдвиги и сбросы различных амплитуд смещения.

Рудообразование в связи с разломами. Тектонические разломы имеют двойственное значение для рудообразования. Во-первых, они контролируют положение рудных поясов и, во-вторых, вмещают крупные жиллообразные тела полезных ископаемых.

Планетарные разломы имеют как общее косвенное, так и непосредственное отношение к рудообразованию. Косвенное значение заключается в том, что определяя места заложения геосинклиналей, они намечают положение складчатых поясов, сосредоточивающих магматогенные месторождения полезных ископаемых ранней, средней и поздней стадии геосинклинальных циклов развития. Непосредственное их значение состоит в том, что вдоль некоторых планетарных зон разломов вытягиваются грандиозные рудные пояса. Они особенно значительны для зон, пограничных между геосинклиналями и платформами.

К указанному типу рудных поясов относится грандиозный тысячакилометровый Яно-Индигирско-Колымский пояс золотых гидротермальных месторождений, ассоциированных с малыми гранитными интрузиями, внедрившимися по серии субпараллельных разломов вдоль стыка Верхоянской геосинклинали с Колымским массивом (рис. 308). К этому же типу рудных поясов принадлежит цепь полиметаллических, вольфрамовых и арсенопиритовых гидротермальных месторождений Северного Тянь-Шаня длиной более 1000 км, вытянутая вдоль границы средне- и верхнепалеозойской платформы и герцинской геосинклинальной области, маркированной зоной разрывов, описанной впервые в 1933 г. В. Николаевым («Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня»).

Зарубежным примером такого рода поясов является пояс Скалистых гор Северной Америки, вытянутый на 1500 км при ширине до 100 км. По данным А. Локка и П. Биллингслея, этот пояс вытянут вдоль зоны сбросов и надвигов, образовавшихся в третичное время на стыке геосинклинальной области и платформы, и включает в себя крупнейшие полиметаллические и медные месторождения: Кемберлей, Сулливан, Керд' Аллен, Бьютт, Парксити, Бингем, Тинтик, Джером, Миами, Моренси, Рей, Ахо, Бисби, Кананеа и др.

К этому же типу относятся рудные пояса, окаймляющие Канадский щит, плато Колумбию и плато Колорадо, описанные Б. Батлером. Эти и подобные им пояса формируются вдоль стыка платформ и складчатых зон только при длительной устойчивости границы между ними в течение всего или большей части геосинклинального цикла развития. Вдоль мигрирующих границ, таких, как западная граница Уральской геосинклинали в палеозое, рудные пояса не отмечены.

Интрагеосинклинальные разломы играют еще более определенную роль в эндогенном рудообразовании. Во-первых, разделяя структурно-фациальные зоны геосинклиналей, они разграничивают тектонические пояса с различным набором изверженных пород и ассоциированных с ними магматогенных месторождений. Во-вторых, служа путями внедрения магмы, они определяют положение поясов магматических месторождений ранней стадии и постмагматических месторождений малых

интрузий поздней стадии геосинклиального цикла развития. В-третьих, они могут направлять движение рудоносных растворов всех стадий геосинклиального цикла, контролируя положение поясов гидротермальных месторождений.

Примером рудных поясов описываемого типа могут служить пояса интрузий перидотитовой и габбровой магмы с магматическими месторождениями хромитовых и титаномагнетитовых руд, а также железных руд в скарнах на Урале (рис. 309). А. Пронин отмечает, что проекция глубинных разломов, по которым внедрились эти изверженные породы, на современной дневной поверхности представляется не одной линией, а пучком

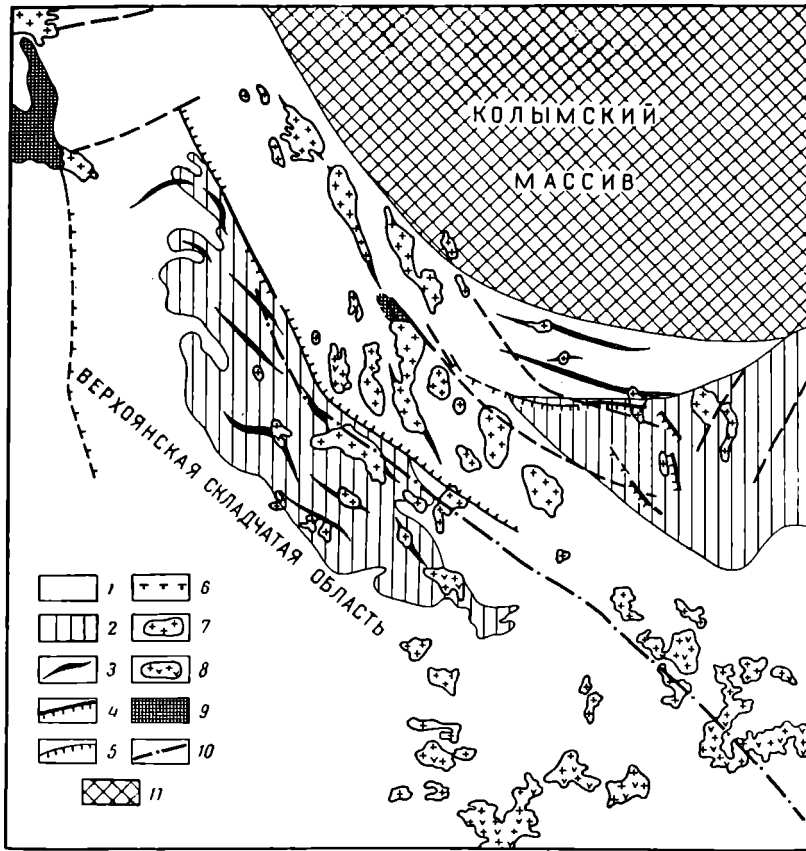


Рис. 308. Цепь рудоносных гранитоидов, вытянутая вдоль разломов по стыку Колымского массива с Верхоянской складчатой областью. По Ю. Ващиллову

1 — синклиорий; 2 — антиклиорий; 3 — оси антиклипальных складок; 4 — коровые глубинные разломы, установленные гравиметрической съемкой; 5 — соответствующие им разрывы в отложениях верхоянского комплекса; 6 — предполагаемые разломы; 7 — граниты; 8 — гранодиориты; 9 — Тархский субвулкан; 10 — осевая линия геосинклинали; 11 — Колымский массив

сбросов, кулисообразно заходящих друг за друга по их простиранию. Вдоль глубинных разломов размещается иногда один пояс интрузивов основных пород, чаще же две или даже три последовательно внедрившихся цепей таких массивов и связанных с ними рудных месторождений.

Другим примером рассматриваемых поясов могут служить пояса ртутных руд Алтае-Саянской области, изученные В. Кузнецовым (рис. 310). Месторождения киновари этой области вытянуты цепями вдоль глубинных разломов, морфологически выраженных прямолинейными или кулисообразными зонами смятия, а также поясами взбросов и взбросо-сдвигов. Установлено, что ртутное оруденение тяготеет к глубинным разломам, ограничивающим крупные прогибы герцинского и мезозойского возраста. При

этом на ранних стадиях развития разломов, в нижнем палеозое, вдоль них внедрились производные гипербазитовой магмы, а на поздних, по мнению В. Кузнецова, уже в альпийскую металлогеническую эпоху, локализовалось ртутное гидротермальное оруденение, нередко в связи с этим пространственно приуроченное к древним массивам раздавленных змеевиков.

В связи с длительностью развития глубинных разломов вдоль них иногда фиксируются последовательно формирующиеся месторождения сменяющихся металлогенических эпох. Так, по данным Н. Лаверова и Б. Власова, вдоль пограничного разлома Кендыкских гор в Южном Казахстане, в нижнем структурном ярусе, локализованы каледонские и раннегерцинские медные рудопроявления, а в верхнем ярусе — позднегерцинское свинцово-цинковое оруденение.

Скрытые разломы фундамента иногда отчетливо трассируются в породах верхнего структурного яруса цепями гидротермальных месторождений, нередко секущих под тем или иным углом генеральный план геологических структур провинции. Еще в 1923 г. И. Сперр, намечая положение Великого Серебряного канала Америки, отметил, что «все большие мексиканские серебряные поля располагаются по прямой линии и представляют собой узкую прямую зону, идущую на северо-запад; зона эта продолжается в Неваде и в общем имеет 4000 км длины». Если продолжить эту линию к юго-востоку до южноамериканского берега, то можно заметить, что она довольно точно совпадает с большой серебряной полосой Перу и Боливии. Эта линия в Северной Америке пререзает по диагонали все горные хребты вне зависимости от геологических структур.

П. Вагнер в 1929 г. описал платиновый пояс Юго-Восточной Африки, вытянутый на 500 км. Он указал, что «все месторождения приурочены к более или менее меридиональному поясу. Здесь мы имеем дело с большим платиновым поясом, который пересекает как древнейшие, так и новейшие геологические формации, совершенно не считаясь с геологическим строением и структурными линиями на более поверхностных частях земной коры».

Автору в 1946 г. представлялось, что к этой же категории рудных поясов принадлежит Туркестано-Алайский сурьмяно-ртутный пояс. Этот пояс длиной около 700 км на всем своем протяжении под острым углом срезает структуры Южного Тянь-Шаня, так что отдельные рудные



Рис. 309. Пояса интрузий перидотитовой и габбровой магмы на Урале.

По А. Проницу

I — Нязепетровский; II — Зилагро-Губерлинский; III — Платиноносный; IV — Миасско-Сакарский; V — Тагильско-Серовский; VI — Салдинско-Свердловский; VII — Асбестовско-Режевский; VIII — Алапаевско-Челябинский

поля смещаются на более южные структурные единицы по мере продвижения вдоль пояса с востока на запад. Н. Синицын полагал, что закономерное кулисообразное смещение отдельных звеньев этого пояса, в целом контролирующегося глубокими разломами, связано с границами кулисообразно расположенных седиментационных мульд, краевые части которых осложнены разрывами.

Десять лет спустя, начиная с 1956 г., Е. Радкевич, И. Томсон и другие приступили к обоснованию поясового распределения полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья и Дальнего Востока наличием скрытых в фундаменте складчатых зон этих областей тектонических

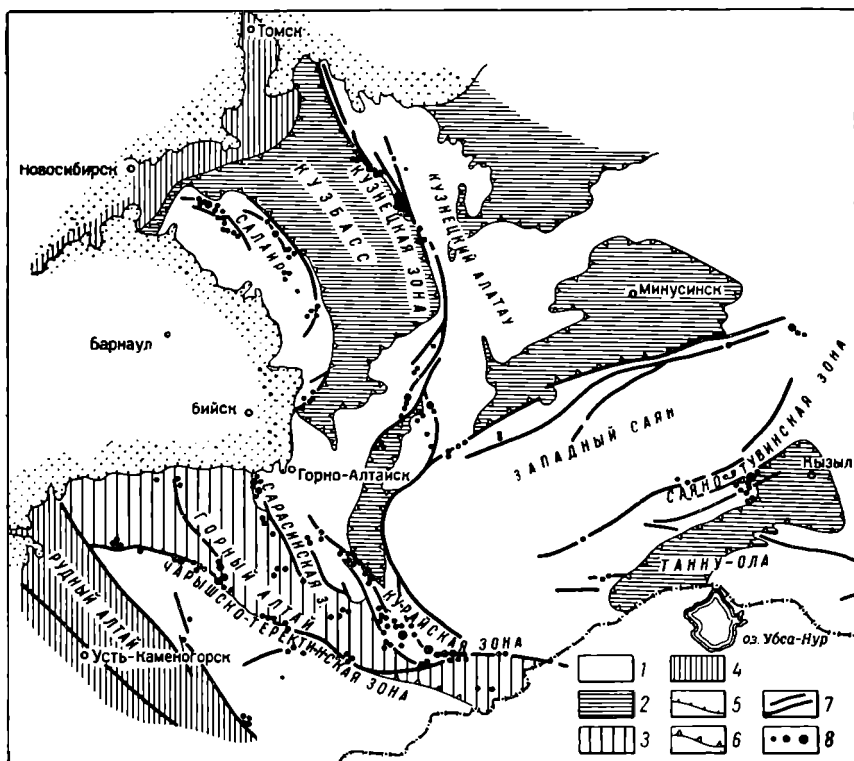


Рис. 310. Схема размещения ртутнорудных зон Алтае-Саянской области в связи с глубинными разломами. По В. Кузнецову

1 — древние салаирские и каледонские складчато-глыбовые структуры; 2 — герцинские прогибы на каледонском фундаменте; 3 — Ануйско-Чуйский каледонско-герцинский прогиб; 4 — герцинские складчатые структуры; 5 — окраина Западно-Сибирской низменности; 6 — границы прогибов; 7 — региональные разломы, элементы зон глубинных разломов; 8 — ртутные месторождения, рудопроявления и пункты концентрации киновари в шлихах

разломов, фиксирующихся в породах верхнего структурного яруса линейными зонами повышенной трещиноватости (рис. 311). Отмечается постоянство ориентировки сети скрытых нарушений фундамента, представленных, например, на Дальнем Востоке двумя системами: 1) широтной и меридиональной, 2) северо-восточной и северо-западной. Указывается на выдержанность состава интрузивов и типов рудной минерализации вдоль таких зон вне зависимости от строения и состава пересекаемых ими структурных подразделений.

Рядовые разломы наиболее широко развиты в природе. Вдоль них нередко на десятки и даже сотни километров вытягиваются узкие пояса эндогенных месторождений полезных ископаемых. К такого рода поясам относятся пояса золотых месторождений Урала, описанные А. Ивановым; пояса полиметаллических, редкометалльных и ртутных руд

Большого Кавказа, охарактеризованные Л. Варданыцем, Г. Твалчре-
лидзе, Л. Харчуком и др.; рудные пояса Средней Азии, изученные Ф. Воль-
фсоном, В. Невским, И. Хамрабаевым и др.; рудные пояса Арме-

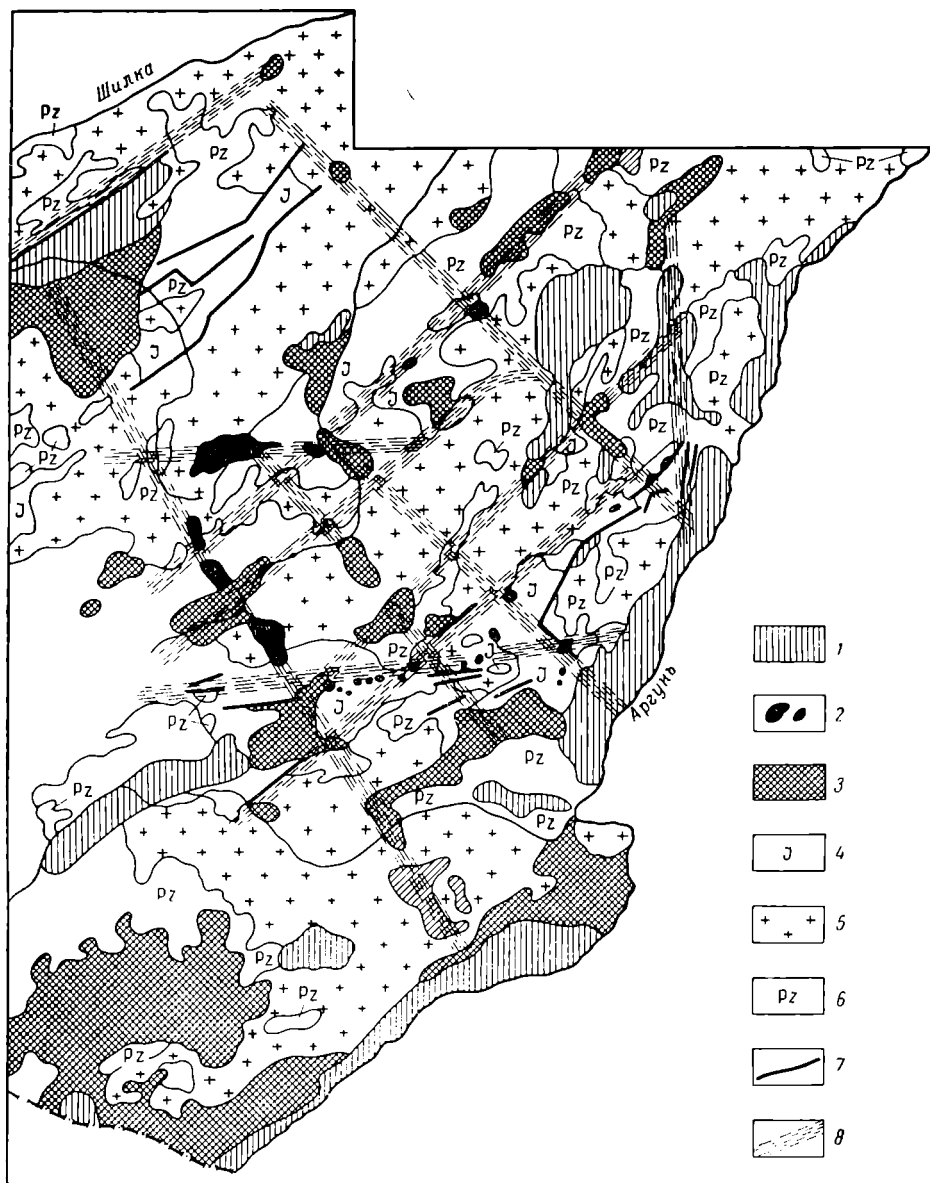


Рис. 311. Схема расположения зон повышенной тектонической трещиноватости, марки-
рующих скрытые разломы фундамента и контролирующих поясовое распределение
гидротермальных рудных месторождений в Восточном Забайкалье. По Е. Радкевич,
И. Томсону, Н. Горлову

1 — третичные и меловые вулканогенные и осадочные породы; 2 — послепорские интрузивы; 3 —
верхнеюрская вулканогенно-осадочная толща; 4 — довулканогенная осадочная толща юры; 5 —
доверхнеюрские интрузивные породы перасчлененные; 6 — палеозойские породы; 7 — разломы;
8 — зоны повышенной тектонической трещиноватости

нии, исследованные В. Котляром, В. Грушевым, И. Магакьяном, С. Мкрт-
чаном и др.; рудные пояса Казахстана, детально освещенные в трудах
М. Русакова и особенно Г. Щербы; рудные пояса Алтая, освещенные в ра-
ботах В. Нехорошева, Г. Яковлева, Д. Горжевского и др.; рудные пояса

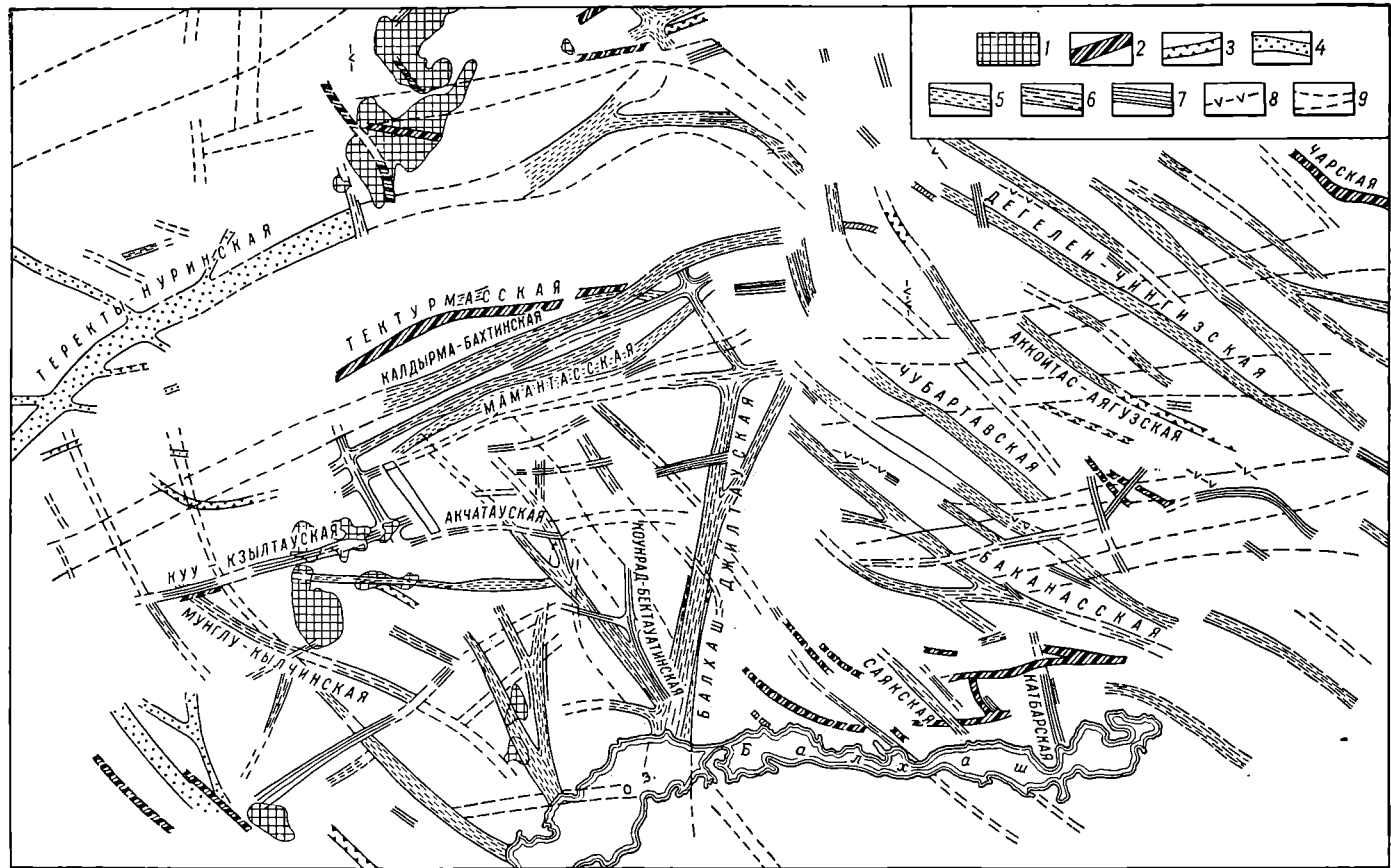


Рис. 312. Схема тектонических разломов и интрузивных поясов Центрального Казахстана. По Г. Щербе

1 — выступы докембрия; 2—9 — глубинные подвижные зоны (разломы), контролирующие интрузивные пояса: 2 — ультраосновных пород, 3 — габброидов, 4 — каледонских гранитоидов, 5 — раннегерцинских гранитоидов, 6 — среднегерцинских гранитоидов, 7 — позднегерцинских гранитоидов, 8 — субщелочных и щелочных пород; 9 — неопределенного геологического значения

Западной Сибири, намеченные А. Чураковым, Г. Поспеловым и др.; пояса Дальнего Востока, выявленные Г. Воларовичем, Е. Радкевич, И. Берсеневым и др.; пояса рудоносных интрузий перидотитовой, габбровой и щелочной магмы, контролируемые разломами, раскалывающими платформы.

В этом отношении интересны разломы Норильска, изученные Г. Масловым, вдоль которых внедрялись интрузии основных пород, распространившиеся по пологим межформационным зонам, пересекаемым разломами,

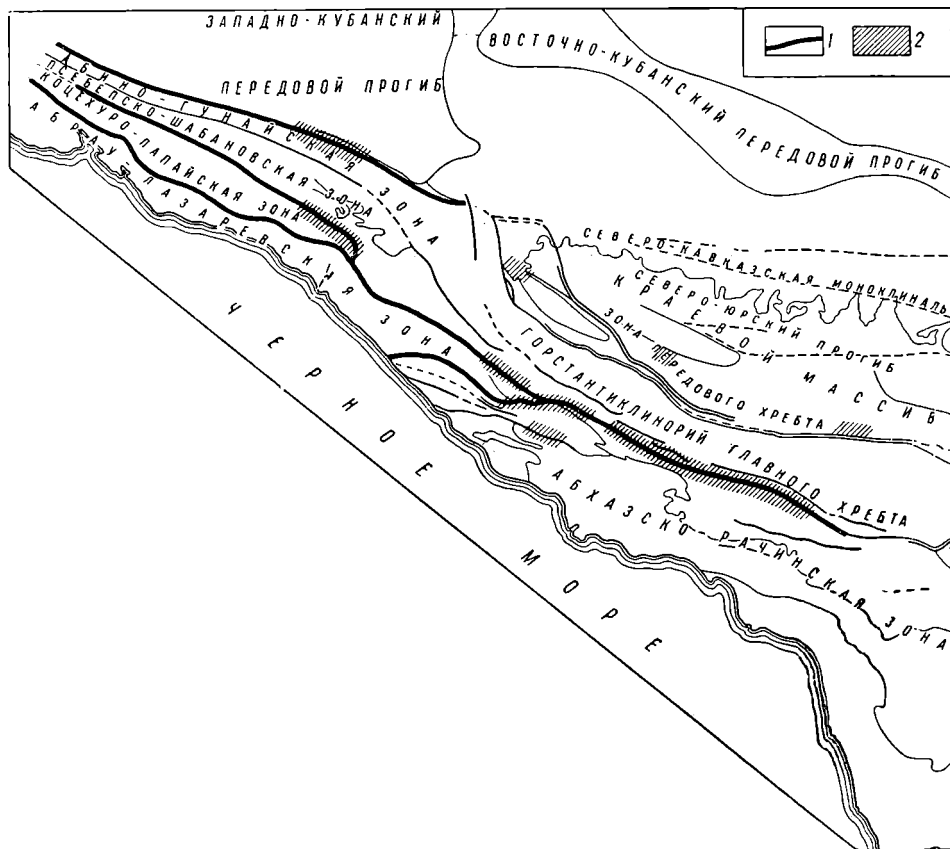


Рис. 313. Положение ртутных проявлений на схеме тектонического районирования Западного Кавказа. По Н. Демидовой

1 — зоны рудоконтролирующих глубинных разломов; 2 — площади проявления ртутной минерализации.

и образующие цепь дифференцированных массивов с сульфидным медно-никелевым оруденением. Описание подобного рода поясов содержится и в зарубежной литературе.

Для примера приводятся сжатые сведения о рудных поясах Центрального Казахстана и ртутных поясах Кавказа.

В Центральном Казахстане, согласно Г. Щербе, тектонические разломы проявлены в виде сбросо-сдвигов, зон смятия и гнейсирования, пересекающих палеозойские породы преимущественно в северо-западном, северо-восточном и субмеридиональном направлении. Многие из них отличаются длительностью развития и внедрением вдоль них в течение каледонского и герцинского цикла рудоносных интрузий, приведшим к поясовому распределению ассоциированных с этими интрузиями месторождений. Особенно отчетливо проявляется поясовое распределение вольфрамовых, молибденовых и других редкометалльных месторождений,

связанных с цепями лейкократовых интрузивов, следующих вдоль серии разломов Центрального Казахстана (рис. 312).

На Большом Кавказе в соответствии с исследованиями Н. Демидовой цепи ртутных месторождений вытянуты вдоль региональных разломов, разграничивающих узкие зоны геосинклинальных флишевых прогибов альпийского цикла от более стабильных геоантиклинальных выступов. Ртутные месторождения в пределах поясов приурочены к местам наибольшего усложнения разломов на участках развития кулисно-перистых структур и боковых оперяющих разрывов (рис. 313).

Гидротермальные рудные тела редко выполняют полости тектонических разломов. Обычно они локализуются в структурах, прилегающих к разломам. Одни исследователи объясняют это обстоятельство затертостью разломов тектонической глиной, неблагоприятной для рудообразования, другие (А. Королев и др.) — слишком быстрым продвижением растворов по крупным сместителям, не способствующим фиксации рудного вещества, третьи (В. Невский) — глубоким проникновением кислорода вниз по разломам, нарушающим сероводородный режим сульфидного рудообразования. В тех редких случаях, когда руда выполняет полость разлома, она образует протяженные жилообразные тела, обычно приуроченные к участкам дробления пород вдоль разлома и выклинивающиеся на интервалах расланцевания, особенно выполненных глиной трения (В. Невский).

ДОРУДНАЯ ТРЕЩИННАЯ ТЕКТОНИКА

Тектонические трещины, расчленяющие горные породы, имеют существенное значение в локализации эндогенных месторождений жильной и штокверковой формы.

Типы трещин. Все тектонические трещины по условиям своего образования разделяются на трещины скола и трещины отрыва. В пространстве они закономерно ориентированы в соответствии с положением эллипсоида деформации горных пород (рис. 314). Трещины в горных породах возникают не только при деформации сжатия, но также и вследствие усилий растяжения, изгиба, сдвига и сложных нагрузок кручения (рис. 315).

На рис. 314 и 315 приведены примеры плоской деформации, обусловленной растяжением по оси *A*, сжатием по оси *C* и сохранением нейтрального положения оси *B*. Однако при образовании трещинных структур жильных полей преобладают сложные пространственные деформации, которые условно можно представить в виде двух наложенных одна на другую плоских деформаций. При этом для одного и

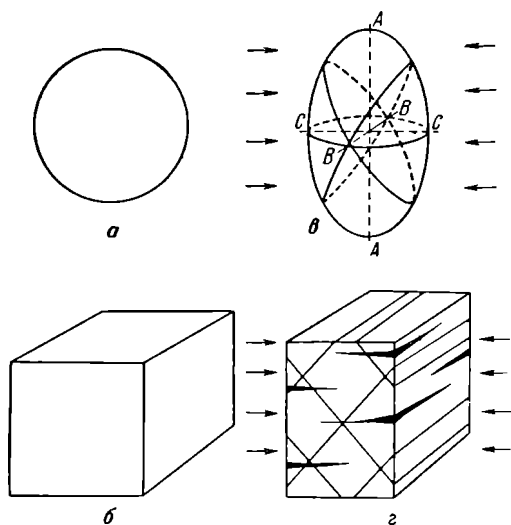


Рис. 314. Схема плоской деформации однородной горной породы при горизонтальных сжимающих усилиях

a — недеформированный шар; *б* — недеформированный куб; *a* — шар, деформированный в эллипсоид (эллипсоид деформации); *2* — куб, деформированный в параллелепипед, с развитием диагональных тонких выдержанных трещин скола и горизонтальных прерывистых трещин отрыва; *C* — ось сжатия, *A* — ось растяжения. По двум наклонным круговым сечениям, пересекающимся по оси *B*, развиваются трещины скола; по сечению, перпендикулярному оси растяжения, развиваются трещины отрыва, стрелки — направление деформирующих усилий

того же этапа деформации возникают не две, а четыре системы трещин скола.

При изучении трещинной тектоники жильных полей по методу эллипсоида деформации следует иметь в виду, что положение его осей устанавливается только упругой составляющей общей деформации горных пород. Направление осей пластической составляющей не всегда совпадает с положением осей упругой части деформации. В этих случаях при анализе трещинных деформаций должны приниматься во внимание другие факторы разрушения, как, например, величина всестороннего сжатия, температура, изменение плана деформации при появлении зародышевых трещин, механическая анизотропия пород и др. (Гзовский, 1960). Кроме того, следует иметь в виду, что характеристика трещинной тектоники по методу эллипсоида деформации возможна только по отношению к моменту возникновения трещин и не всегда приложима ко времени их последующего приоткрывания, к этапам их минерального выполнения.

Для тектонической трещиноватости характерны: 1) массовое развитие трещин, 2) субпараллельность ориентировки трещин одного типа и периода формирования, 3) незначительная амплитуда перемещения по каждой трещине. В любом поле пород, разбитых трещинами, наряду с общей и густой трещиноватостью обычно выделяются отдельные трещины более крупных размеров, которые и вмещают рудные жилы. Мелкая трещиноватость используется при образовании штоков.

Трещины могут изменять угол своего простирания и падения при переходе из одной породы в другую (рис. 316). Для распределения трещин в пространстве существенное значение имеет неоднородность геологического строения жильных полей, вследствие которой максимальное количество трещин концентрируется в хрупких породах, а минимальное — в более пластичных. А. Королев, а вслед за ним В. Крейтер обратили внимание на вертикальную тектоническую зональность, проявляющуюся в том, что в приповерхностных условиях охотно образуются открытые трещины отрыва и зоны брекчий, а ниже

	Внешние нагрузки	Напряжения		Вид излома при разрушении	
		+ σ_{max}	τ_{max}	от + σ_{max}	от τ_{max}
Сжатие					
Растяжение					
Изгиб					
Сдвиг					
Кручение					

Рис. 315. Схема расположения трещин скола и отрыва при различных видах нагрузок. По Я. Фридману (из В. Белоусова)

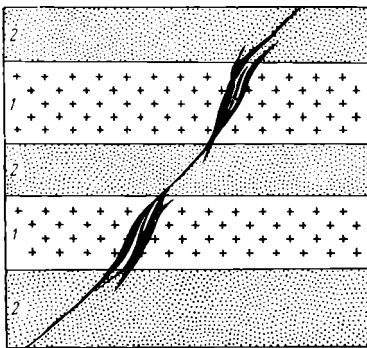


Рис. 316. Изменение ориентировки трещины и выполняющей ее жилы при переходе из хрупких пород (1) в более пластичные (2)

за ним В. Крейтер обратили внимание на вертикальную тектоническую зональность, проявляющуюся в том, что в приповерхностных условиях охотно образуются открытые трещины отрыва и зоны брекчий, а ниже

Стапы Рудные поля	Додайковы й		Дайковы й	Предрудны й	Р у д ы						Послерудны й		
	Ранний	Поздний			П	о	д	э	т	а	п	ы	Ранний
Ново-Троицкое													
Запокровское													
Брич-Муллинское													
Уч-Имчекское													
Цонское						М	П/ТА	ТА	П/А				

— Основная деформация
 - - - - Наложенная деформация

С
↑
Ю

превалируют притертые трещины скола, с глубиной переходящие в зоны расщепления и кливажа течения.

Изменение плана деформации при формировании структуры трещинных жильных месторождений. Длительное и многоступенчатое формирование трещинных структур жильных полей фиксируется по внедрению дорудных даек, последующему образованию рудных жил и еще более позднему смещению их по послерудным трещинам. Ф. Вольфсон полагал, что дайки формируются в обстановке растяжения, а последующее формирование гидротермальных рудных жил происходит в обстановке сжатия. Однако Г. Вировлянский показал ошибочность этих представлений. Он отметил, что основной особенностью развития структур жильных полей является чередование этапов, отличающихся формированием тектонических структур в условиях сжатия, с этапами, когда доминирует развитие трещин в обстановке растяжения.

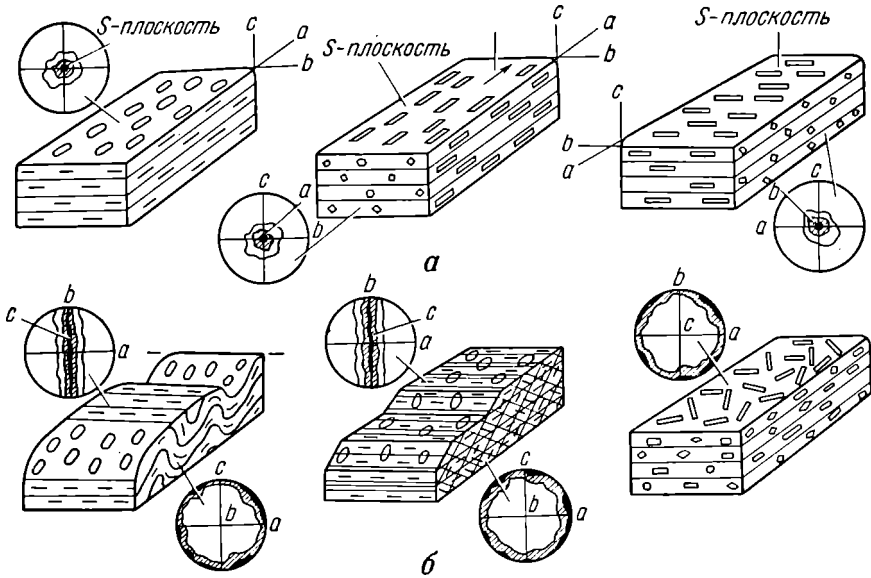


Рис. 318. Схема образования S-тектонитов (а) и V-тектонитов (б). По Л. Ситтеру

Главная особенность этапов сжатия заключается в заложении трещинных систем, тогда как отличительной чертой этапов растяжения является преимущественное приоткрывание этих трещин. С этапами растяжения, разделенных периодами сжатия, связано как внедрение даек жильных пород, так и образование гидротермальных рудных жил. Те и другие формируются в характерной обстановке тектонических деформаций, когда ось удлинения ориентирована нормально к простиранию наиболее развитой системы трещинных минеральных тел, средняя ось *B* совпадает с простиранием этих тел, а ось укорочения *C* — вертикальна (рис. 317).

Петроструктурный анализ при изучении структур месторождений полезных ископаемых. Основная идея структурной петрологии заключается в статистическом измерении предпочтительной ориентировки минералов в деформированных породах относительно плоскостей сланцеватости, осей складок, поверхностей разломов и других структурных линий. Данные микроскопических измерений ориентировки оптических осей минералов при этом сводятся на сферическую проекцию, характеризующую выдержанность в расположении минералов, возникающую вследствие тектонической деформации породы. Такая ориентировка может быть обусловлена плоской вытянутостью минералов по плотной системе субпараллель-

ных плоскостей с образованием S-тектонитов или линейной вытянутостью вдоль оси *B* с образованием В-тектонитов (рис. 318).

Приемы петроструктурного анализа используются для решения некоторых задач структурного анализа рудных полей. В работе Л. Лукина (1955) приведены примеры использования петроструктурных методов для разделения складок изгиба и скальвания, определения направления смещений по разломам, изменения этого направления на последовательных стадиях перемещений, определения генетического типа рудоносных трещин, а также характера и направления предрудных, внутрирудных и пострудных смещений в их плоскости, разделения даек на дорудные и послерудные, выяснение условий динамометаморфизма колчеданных руд.

РАЗДЕЛЕНИЕ ДОРУДНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР ПО ПУТЯМ ДВИЖЕНИЯ РУДОНОСНЫХ РАСТВОРОВ

Как уже указывалось в главе, посвященной характеристике гидротермальных месторождений, при изучении структур гидротермальных рудных полей и месторождений уместна попытка вскрыть бывшие пути движения рудоносных растворов с разделением структурных элементов, определяющих эти пути, на рудоподводящие, рудораспределяющие и рудовмещающие (рис. 319).

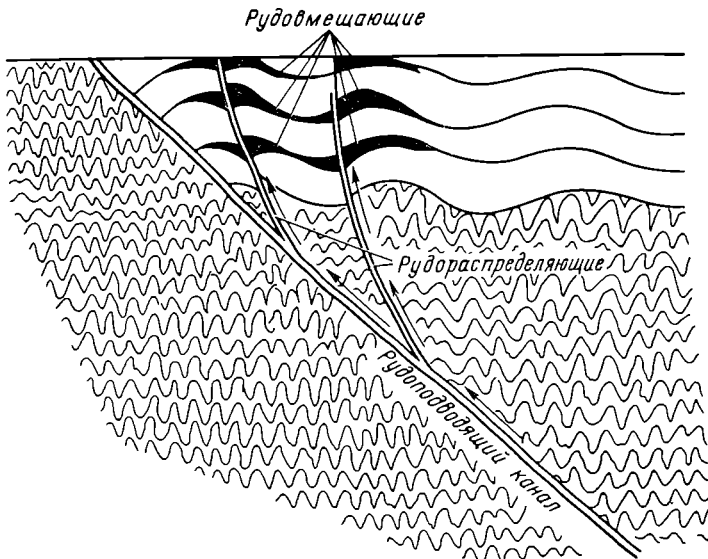


Рис. 319. Схема циркуляции рудоносных растворов по системе рудоподводящих, рудораспределяющих и рудовмещающих структур

Рудоподводящими являются геологические структуры, которые могут рассматриваться в качестве каналов, определивших места поступления рудоносных расплавов, или растворов из глубинных частей в пределы рудного поля. В качестве таких рудоподводящих каналов чаще описываются крупные разломы, вдоль которых располагаются отдельные рудные поля и месторождения. Такими же магистральными каналами в сильно складчатых областях, очевидно, могут быть также пласты или свиты пластов, благоприятных по своей структуре для циркуляции растворов.

В ряде случаев рудоподводящие каналы сами не вмещают рудных тел, хотя и несут следы рудной минерализации в виде зон гидротермально измененных пород и непромышленных, рассеянных руд. Поисковое зна-

чение таких рудоподводящих каналов заключается в том, что прослеживание их как в плане, так и на глубину до мест пересечения ими участков, благоприятных для рудоотложения, может привести к обнаружению рудных тел, располагающихся как вдоль канала, так и на прилегающих к нему участках.

Рудораспределяющими называются геологические структуры, по которым рудоносные растворы могли отводиться от рудоподводящих каналов в сторону, на участки рудоотложения. В качестве рудораспределяющих структур обычно рассматриваются разрывы или водопроницаемые пласты, пересекаемые или сопрягающиеся с главным рудоподводящим каналом.

Наиболее благоприятным случаем для отвода рудоносных растворов является расположение со стороны висячего бока рудоподводящего канала разрывов, отходящих вверх, или водопроницаемых пластов.

Отвод растворов от рудоподводящего канала возможен также по диагональным или поперечным разломам, смещающим поверхность канала. Рудораспределяющими структурами, кроме того, могут служить поперечные сдвиги, которыми раскалываются крупные разрывы типа надвигов при их неравномерном движении по фронту, в случае если эти надвиги являются рудоподводящими каналами.

Рудовмещающими являются геологические структуры, которые вмещают рудные тела, определяя их форму, размеры, а в некоторых случаях и особенности строения. Эти структуры будут описаны ниже. Но прежде, чем их описывать, следует указать, что разделение дорудных геологических структур по путям движения рудоносных растворов не всегда возможно из-за гипотетичности рудоподводящих и рудораспределяющих каналов. И хотя оно, безусловно, целесообразно, но может производиться только в тех случаях, когда к тому имеются достаточно убедительные объективные данные.

Нередко все или несколько элементов структур из числа указанных совпадают. Так, рудораспределяющие структуры могут оказаться и рудовмещающими, и тогда прослеживание рудоподводящих структур сразу приводит к рудным телам, располагающимся на пересечении благоприятных для рудоотложения участков. Часто, особенно среди высокотемпературных гидротермальных месторождений, рудоподводящие структуры являются одновременно и рудовмещающими. В этом случае проникновение рудоносных растворов из глубины и рудоотложение совершается в одних и тех же геологических структурах.

РУДОВМЕЩАЮЩИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Первая группировка структур эндогенных месторождений с разделением их на согласные и секущие была опубликована в конспекте лекций А. Королева в 1936 г. Эта группировка была развита В. Крейтером и напечатана в его учебнике в 1940 г. На их основе автором в 1954 г. были описаны 6 групп и 20 типов рудовмещающих геологических структур эндогенных месторождений полезных ископаемых. Принятая тогда классификация рудовмещающих структур сохраняется с некоторыми дополнениями и в настоящей книге.

Выделяется шесть групп структур: 1) согласные, 2) секущие крупных разломов, 3) секущие тектонических трещин, 4) комбинированные, 5) контактов изверженных пород, 6) протоматматические. В их рамках описывается 24 типа рудовмещающих структур. Полная классификация рудовмещающих геологических структур сводится к следующему.

Группа. Согласные структуры слоистых толщ

1. Тела в шарнирах складок
2. Тела во флексурах

3. Тела в зонах межпластовых срывов и дробления
4. Тела под водонепроницаемыми экранами
5. Тела в пластах «благоприятных» пород

II группа. Секущие структуры крупных разломов

6. Тела в надвигах
7. Тела в сбросах и сдвигах

III группа. Секущие структуры тектонических трещин

8. Тела в трещинах отрыва
9. Тела в трещинах односистемного скола
10. Тела в трещинах двухсистемного скола
11. Тела в трещинах двухсистемного скола и отрыва
12. Тела в конических трещинах
13. Тела в трещинах оперения
14. Тела на пересечении трещин
15. Тела в зонах трещиноватости
16. Тела в зонах рассланцевания

IV группа. Комбинированные структуры

17. Тела на пересечении трещин с «благоприятными» горизонтами слоистых пород

V группа. Структуры контактов изверженных пород

18. Тела в контактах согласных интрузий
19. Тела в контактах секущих интрузий

VI группа. Структуры магматической и ранней постмагматической стадий формирования изверженных пород

20. Тела в структурах магматического расслоения
21. Тела в структурах последовательных инъекций
22. Тела в структурах течения
23. Тела в контракционных трещинах
24. Тела в трубках взрыва

Необходимо отметить, что приведенная классификация структур эндогенных месторождений полезных ископаемых в основном опирается на тектонические структуры, определяющие положение и морфологию залежей среди вмещающих пород. Если это в какой-то степени справедливо для положения тел полезных ископаемых, то не во всех случаях достаточно точно для определения их морфологии. Морфология полезных ископаемых определяется не только чертами строения, связанными с отложением минерального вещества в полостях, но и формами, создающимися в процессе метасоматического замещения вмещающих пород. Поэтому необходимо иметь в виду, что для ряда случаев морфология тел полезных ископаемых действительно в своей основе определяется указанными выше структурными элементами, такими, как различные части складок, разломы, трещины и др. В других случаях она осложняется проявлением метасоматоза при рудоотложении (рис. 320). В третьих случаях характерные черты морфологии тел полезных ископаемых определяются почти целиком метасоматозом, как, например, при образовании некоторых залежей в пластах пород, благоприятных для рудоотложения, в телах под водонепроницаемыми экранами, в контактах интрузий, на пересечении трещин.

Кроме того, следует помнить, что строение тел полезных ископаемых зависит от интравудной тектоники и может измениться после рудообразования в связи с послерудным метаморфизмом.

Тела в шарнирах складок. Наиболее благоприятны для эндогенного рудообразования шарниры складок изгиба со скольжением и блокированными, в пределах которых формируются зоны отслоения, трещиноватости и дробления. Тела полезных ископаемых, занимая область шарнира складок осадочных пород, имеют форму седловидных жил. Чаще встречаются одноэтажные седловидные жилы, но известны также случаи многоэтажных месторождений седловидной формы, в которых рудные тела в шарнире складки повторяются в нескольких горизонтах (рис. 321).

Седловидные залежи могут залежать практически среди любых пород, но наиболее благоприятной является комбинация водопроницаемых пород, таких, как песчаники, слоистые или дробленые известняки, туфоэффузивы и перекрывающих их водоупорных пород, которыми чаще всего бывают сланцы (рис. 322). Нередко складки с приуроченными



Рис. 320. Седловидная залежь золоторудного кварца (черное), осложненная метасоматозом. По Н. Бородаевскому

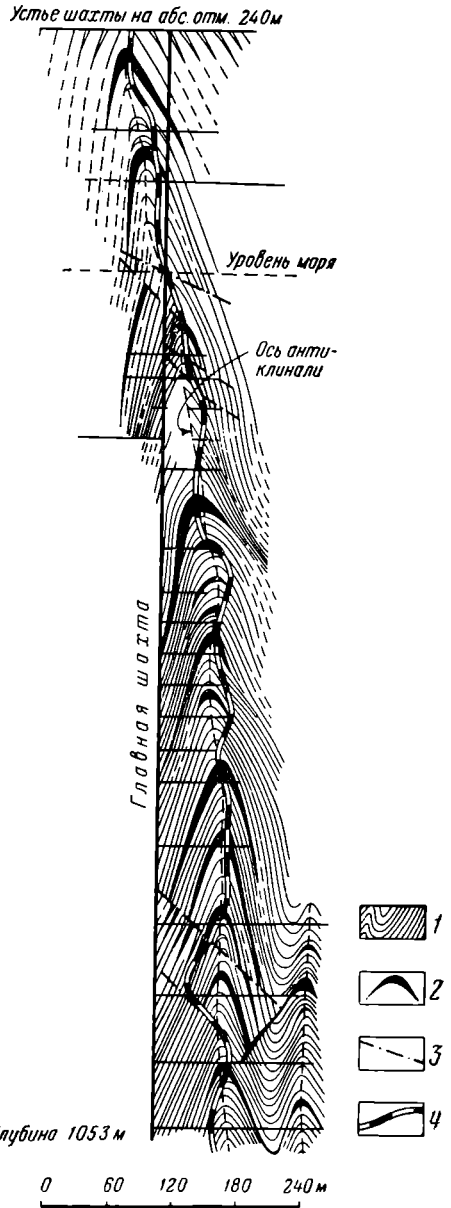


Рис. 321. Многоэтажные седловидные золотокварцевые жилы Бендиго, Австралия. По У. Стону

1 — сланцы и песчаники; 2 — рудные жилы; 3 — сдвиги; 4 — дайки мончикита

к ним седловидными залежами осложнены продольными и поперечными сбросами, которые рассматриваются иногда как рудоподводящие структуры. Для седловидных тел характерны значительные раздувы залежи у оси складки, сравнительно быстрое выклинивание на крыльях и большая

длина по простиранию, превышающая ширину залежи в несколько, иногда более десятка, раз (рис. 323).

Чаще всего седловидные залежи приурочены к шарнирам антиклинальных складок, но известны седловидные залежи, приуроченные к сильно сжатым синклиналильным складкам, имеющим крутое погружение шарнира.

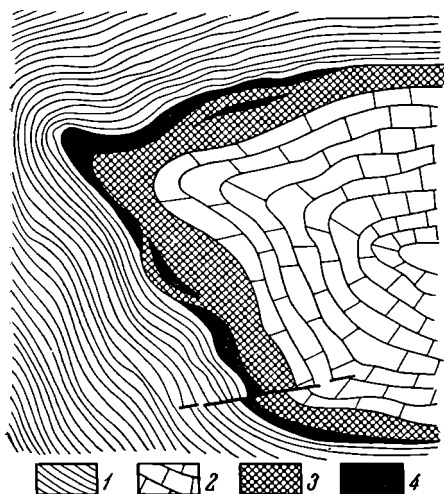


Рис. 322. Седловидная залежь антимонита месторождения Средней Азии (в плане)

1 — сланцы; 2 — известняки; 3 — убогие руды; 4 — богатые руды

к флексурам, характерна выдержанность и большая протяженность вдоль оси расслоения, нередко значительно превышающая длину и тем более мощность рудных линз (рис. 326). В нашей стране известны залежи колчеданных руд, залегающие во флексурах (Урал, Алтай, Средняя Азия).

Примерами из зарубежных месторождений могут служить линзы золотой руды в месторождении Холлинджер в Канаде (рис. 327) и штокверковые зоны полиметаллической руды Северного Арканзаса. В последнем

К шарнирному типу относятся тела некоторых полиметаллических месторождений Алтая и Центрального Казахстана, сурьмяных и ртутных месторождений Средней Азии, некоторые железорудные залежи Кривого Рога и тела золоторудных месторождений Сибири (рис. 324). Среди зарубежных месторождений этого типа наиболее характерными являются залежи золоторудных месторождений Бендига в Австралии, Новой Шотландии в США, Лиз и Карибау в Канаде (рис. 325).

Тела во флексурах. Тела полезных ископаемых, приуроченные к зонам отслоения во флексурных изгибах пластов осадочных пород, имеют форму линз, погружающихся вдоль оси расслоенных пород. Наиболее благоприятными породами для образования рудоносных флексур являются сланцы и туфоэффузивы. Для рудных тел, приуроченных

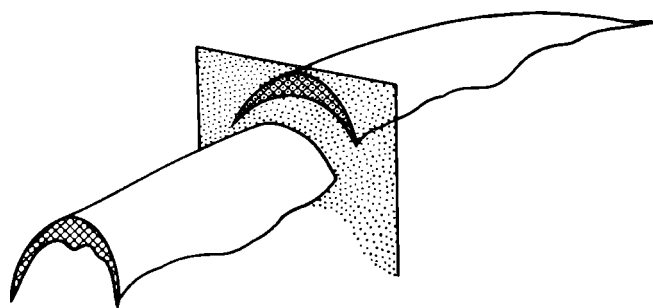


Рис. 323. Схема строения антиклинальной седловидной рудной залежи, разбитой поперечным сбросом

случае во флексуре при изгибе произошло не расслоение пластичных пород, а дробление пласта хрупкого известняка, использованного при оруденении (рис. 328).

Тела в зонах межпластовых срывов и дробления. Эти тела полезных ископаемых чаще всего имеют форму пластообразных или линзовидных залежей, располагающихся на крыльях складок, обычно между породами различной тектонической компетентности, такими, как известняки и



Рис. 324. Схема геологического строения золоторудного месторождения «Жданное», жилы которого сосредоточены у перегиба антиклинальной складки. По С. Гаврикову и В. Жаровой

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — кварцевые жилы; 4 — элементы залегания; 5 — геологические границы

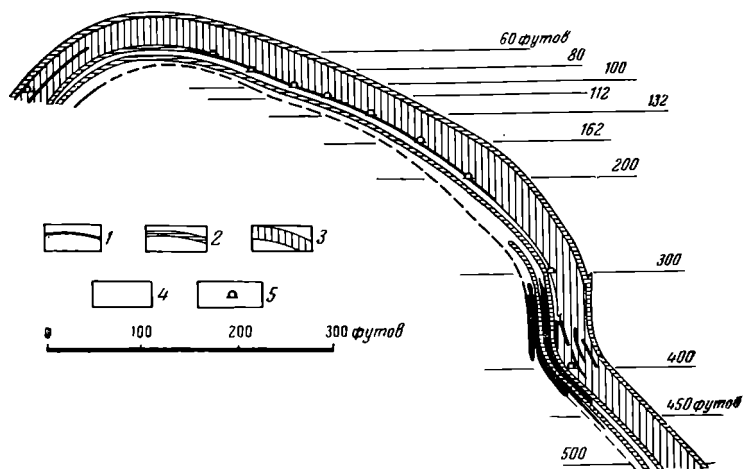


Рис. 325. Седловидная золоторудная залежь Карибау. По Л. Беллу

1 — руда; 2 — сланцы; 3 — крепкие кварциты; 4 — кварциты; 5 — горные выработки

сланцы, песчаники и сланцы, туфы и эффузивы и др. При этом пластичные породы в ряде случаев бывают интенсивно слоены, а хрупкие — раздроблены, трещиноваты или брекчированы. В других случаях следы заметной тектонической деформации отсутствуют.

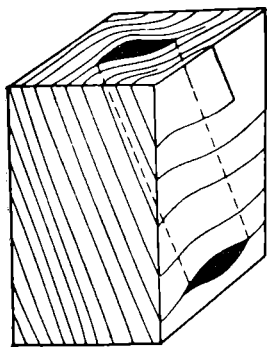


Рис. 326. Схема расположения рудной линзы, приуроченной к флектуре

Этот тип структур является довольно распространенным. С ним связаны линзы многих колчеданных месторождений Урала (рис. 329), некоторых полиметаллических месторождений Алтая, тела значительного ряда полиметаллических месторождений Забайкалья, Казахстана, Средней Азии (рис. 330), пластовые залежи некоторых сурьмяных месторождений Средней Азии.

Примером описываемого типа за рубежом могут служить некоторые залежи полиметаллического месторождения Трепча в Югославии (рис. 331) и золоторудное месторождение Лаулор в Канаде (рис. 332).

Тела под водонепроницаемыми экранами. Положение многих тел полезных ископаемых

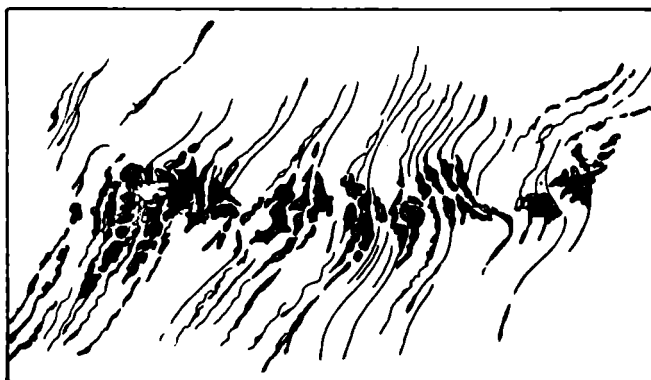


Рис. 327. Кварц-золотые жилы во флектуре Холлинджер. По И. Доджерти

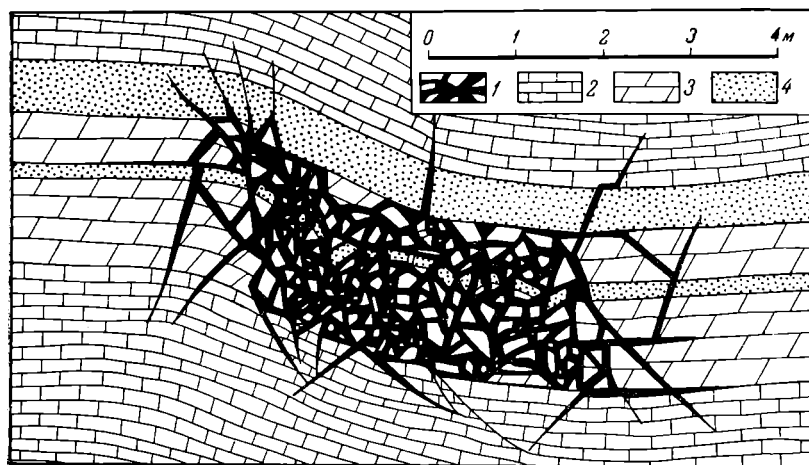


Рис. 328. Залежь полиметаллической руды во флектуре Северного Арканзаса. По Е. Мак-Найту

1 — руда; 2 — известняки; 3 — доломиты; 4 — песчаники

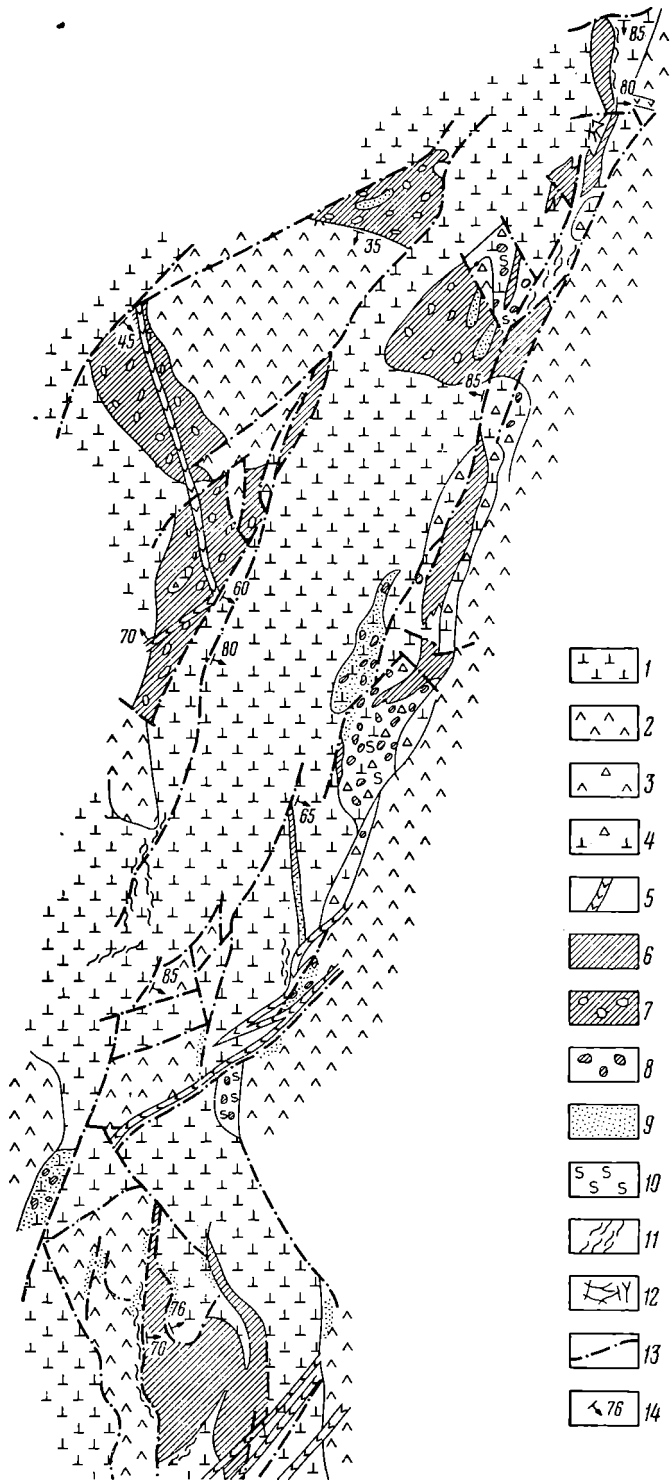


Рис. 329. Расположение рудных тел медноколчеданного месторождения на Южном Урале в зонах отслоения между альбитофирами и спилитами. По Н. Перижняк и М. Бородаевской

1 — альбитофиры; 2 — спилиты; 3 — лавовые брекчии смешанного состава; 4 — туфы смешанного состава; 5 — дайки диабазов и порфиров; 6 — сплошная колчеданная руда; 7 — брекчиевая руда; 8 — обломки сульфидов; 9 — вкрапленные сульфиды; 10 — серцитизация; 11 — зоны расщепления; 12 — зоны трещиноватости; 13 — сбросы; 14 — элементы залегания

вышеописанных групп месторождений обусловлено не только определенными геологическими структурами, согласными с напластованием осадочных пород, но и наличием водоупорных пород, перекрывающих эти структуры. Такие породы, препятствующие растеканию рудоносных растворов и способствующие концентрации руды, часто имеют большое значение в формировании как описанных выше, так и других гидротермальных месторождений. Иногда роль этих пород становится решающей в локализации руды, и тогда приходится говорить о структуре водонепроницаемых экранов. Такими экранами чаще всего являются сланцы, массивные (сливные) породы разного состава и глинистый материал, растертый в полости надвигов. Рудные тела, положение которых контролируется водонепроницаемыми экранами, обычно имеют форму пологих пла-

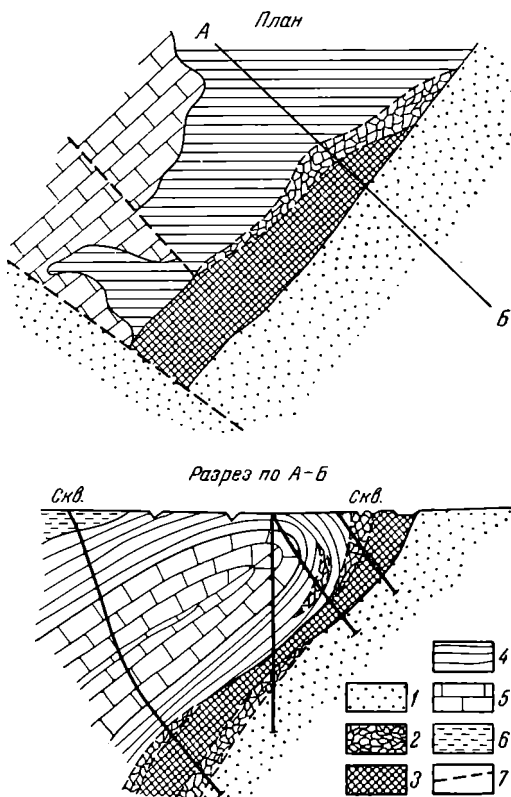


Рис. 330. Схематический план и разрез части полиметаллического рудного тела, приуроченного к межпластовым нарушениям

1 — песчаники; 2 — брекчии; 3 — руда; 4 — глинистые сланцы; 5 — известняки; 6 — делювий; 7 — тектонические нарушения

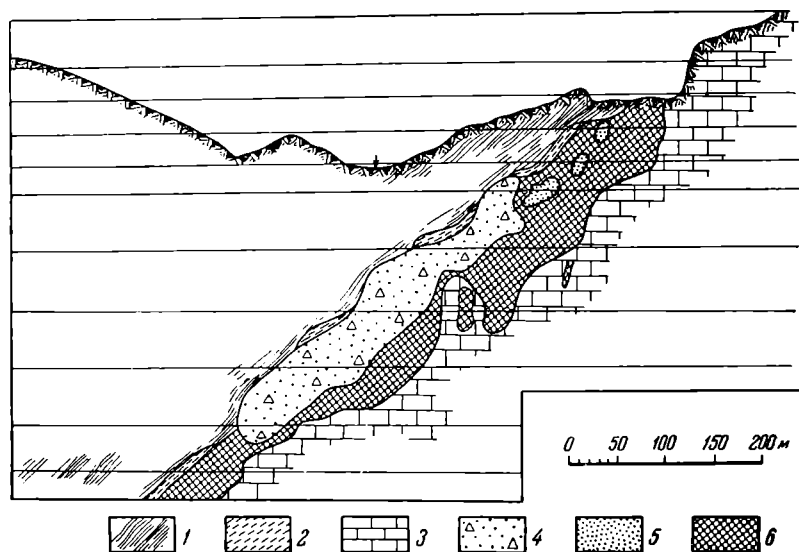


Рис. 331. Разрез полиметаллической залежи "Трепча" в Югославии, приуроченной к контакту известняков и сланцев

1 — сланцы; 2 — кварциты; 3 — известняки; 4 — брекчии; 5 — метаморфизованные известняки; 6 — руда

стообразных залежей и линз, нередко с ровным висячим и извилистым лежащим боком (рис. 333).

Тела в пластах «благоприятных» пород. Это — метасоматические залежи обычно вкрапленных руд, чаще всего полиметаллических или медных по составу. Полиметаллические руды приурочены к пластам или пачкам пластов доломитов, залегающих среди карбонатных разрезов, а медные — к пластам или пачкам пластов песчаников (рис. 334). Такие пласты обычно обладают значительным протяжением, достигающим длины в несколько километров.

Локализация оруденения в строго выдержанных пластах, имеющих определенное стратиграфическое положение в разрезе пород района, как указывалось выше, по мнению одних исследователей объясняется оптимальной пористостью этих пластов, благоприятной для циркуляции рудоносных растворов и рудоотложения. В этом случае надо считать, что локализация руды в пластах обусловлена особенностями состава и структуры этих пластов. Другие исследователи склонны относить описываемую группу месторождений к сингенетическим, осадочным образованиям.

В нашей стране к этой группе месторождений относятся некоторые полиметаллические месторождения Казахстана, Киргизии, Абхазии, медистые песчаники Джезказгана и др. За рубежом к ней относятся месторождения медистых песчаников Конго (со столицей Леопольдвиль) и Родезии в Африке, полиметаллические месторождения Миссисипской долины в США, Польши, Мексики и ряд других. Кроме полиметаллических и

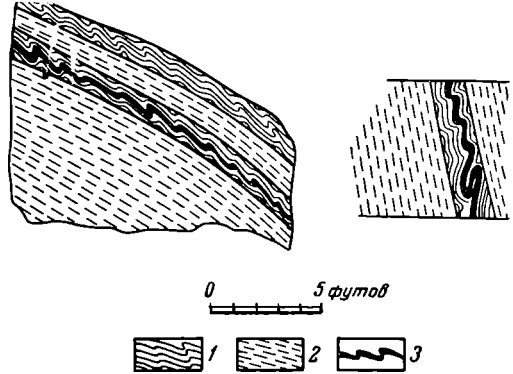


Рис. 332. Фрагменты кварц-золотого рудного тела Лаулор, приуроченного к межпластовой складке волочения

1 — сланцы; 2 — кварциты; 3 — руда

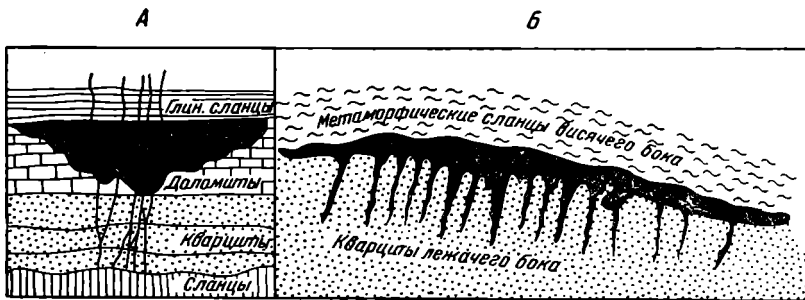


Рис. 333. Рудные тела под экранами
А — по Ирвингу; Б — по Спенсеру

медных образований, к этой группе близки месторождения других металлов, как, например, вкрапленных арсенопиритовых руд Средней Азии или железных (гематитовых, сидеритовых руд) ряда районов, обычно залегающие в известняках (рис. 335).

Тела в надвигах. Гидротермальные месторождения, как уже указывалось выше, нередко вытягиваются цепью вдоль региональных надвигов, которые при этом рассматриваются как рудоподводящие каналы. Но тела этих месторождений обычно располагаются несколько в стороне от надвига и очень редко выполняют полость его.

Наиболее типичным примером этого редкого случая размещения рудных тел в полости надвига являются некоторые ртутные месторождения Западной Сибири и Средней Азии (рис. 336). Подобное же положение у некоторых ртутных месторождений США и отчасти Испании.

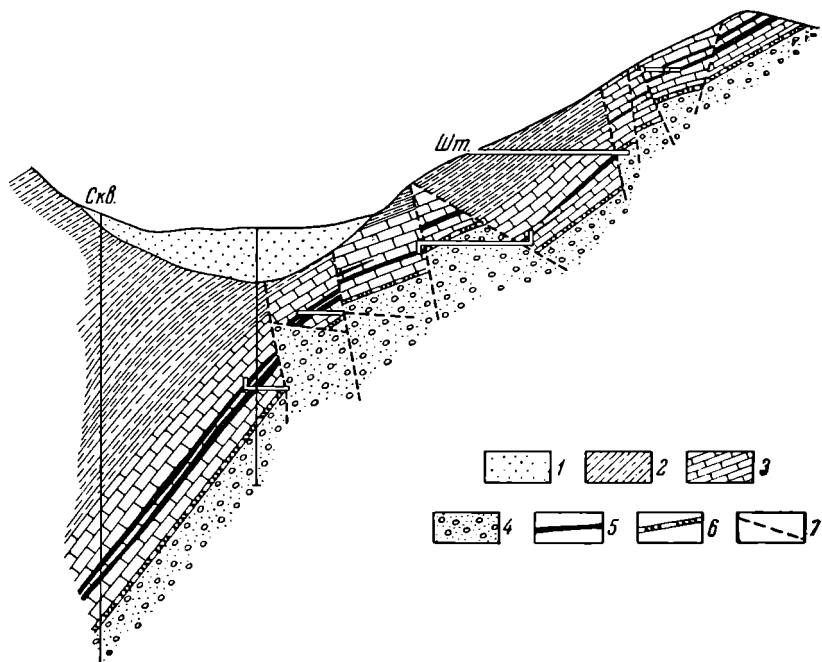


Рис. 334. Пластовые залежи свинцовой и медной руды на месторождении Дзаргелан в Киргизии. По В. Попову

1 — четвертичные отложения; 2 — гипсосодержащая подсвита (песчаники, гравелиты, сланцы, мергели, глины, известняки, гипсы, ангидрит, галит) мощностью 400 м; 3 — известняковая подсвита (известняки, доломиты с прослоями глин и глинистых сланцев) мощностью 30—60 м; 4 — подсвита красноцветных обломочных пород (конгломераты, гравелиты, песчаники, аргиллиты) мощностью 0—600 м; 5 — пласт со свинцовым оруденением; 6 — пласт с медным оруденением; 7 — тектонические нарушения

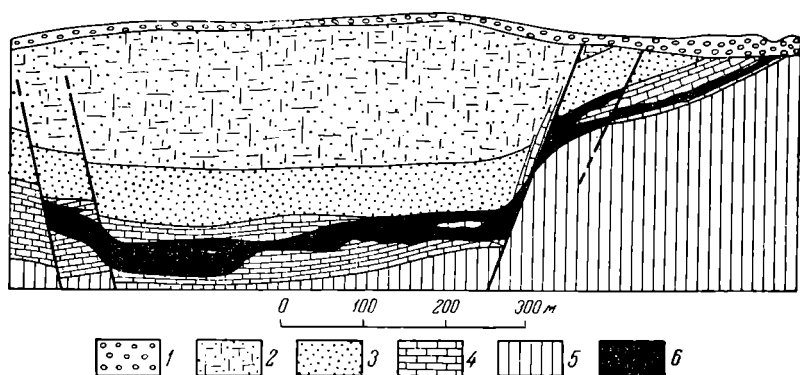


Рис. 335. Пластовая залежь гематитовой руды в Кумберленде, Англия. По Б. Смитю

1 — ледниковые отложения; 2 — красные песчаники пермотриаса; 3 — гипсосодержащие брекчии; 4 — карбоновые известняки; 5 — ордовикские песчаники; 6 — руда

Тела в сбросах и сдвигах. Тела полезных ископаемых, приуроченные к полости региональных сбросов или сдвигов, хотя и не являются очень распространенными, но тем не менее они встречаются чаще тел, выполняющих зону надвиговых нарушений. В этом случае точно так же, как и при

выполнении полости надвига, тела полезных ископаемых имеют форму крупных жил или сплюснутых труб, обладающих значительным пространством на глубину.

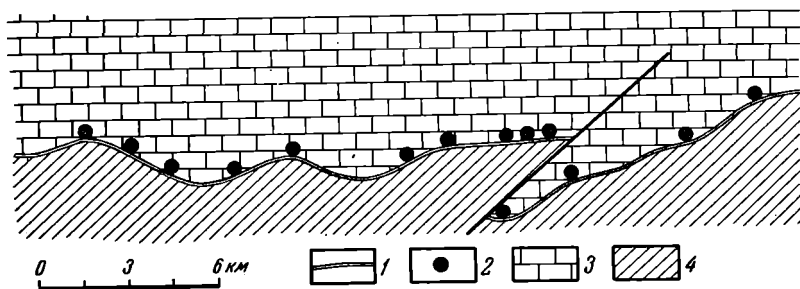


Рис. 336. Схема строения Чаувайского ртутного месторождения Средней Азии, приуроченного к надвигу (в плане)

1 — надвиг; 2 — рудные залежи; 3 — известняки карбона; 4 — сланцы силура

Тела полезных ископаемых, приуроченные к крупным надвигам и сбросам, часто бывают одиночными. Они в отличие от месторождений, развивающихся по системам тектонических трещин, не образуют жильных полей, нередко занимающих значительные площади. Залежи полезных ископаемых, связанные с надвигами или сбросами, скорее могут следовать вдоль этих нарушений, составляя как бы звенья протяженной цепи рудного поля.

К этому типу относятся некоторые золоторудные месторождения Сибири и Алтая, полиметаллические месторождения Северного Кавказа, Закавказья и др. (рис. 337).

За рубежом к этому типу также чаще всего относятся золоторудные месторождения, наиболее характерным примером которых является Материнская жила Калифорнии, вытянутая вдоль зоны взбросов с перерывами на 192 км (рис. 338). Другим примером могут служить некоторые золоторудные жилы субвулканической формации Северной Америки (рис. 339). Примером полиметаллических месторождений, приуроченных к сбросам, являются жилы Гарца (рис. 340).

Тела в трещинах отрыва. Тела полезных ископаемых, приуроченные к трещинам отрыва, имеют форму коротких жил неправильной формы как в плане, так и в поперечном разрезе. Они обычно встречаются группами, располагающимися на участках, деформированных растягивающими

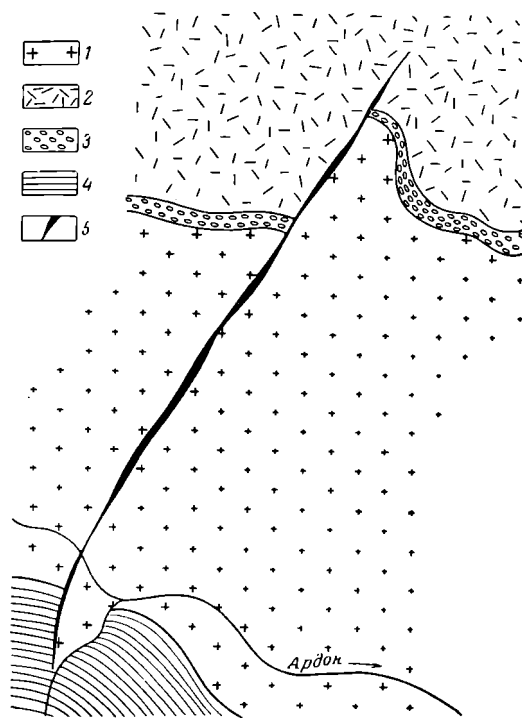


Рис. 337. Схема положения свинцово-цинковой жилы Садона на Кавказе, приуроченной к сбросу (план)

1 — граниты; 2 — кератофиры, их брекчии и туфы; 3 — базальные конгломераты; 4 — юрские сланцы; 5 — рудная жила

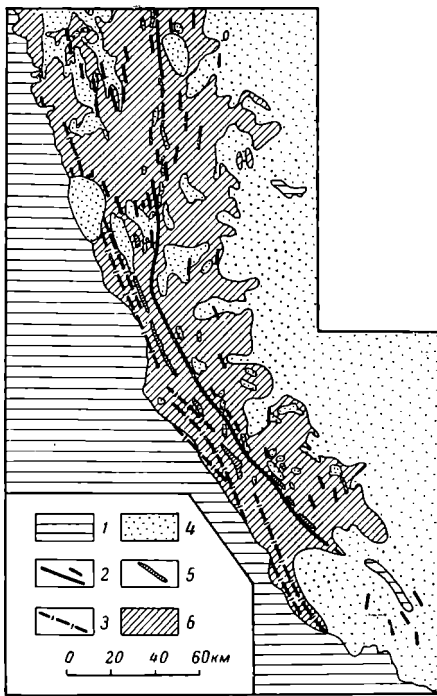


Рис. 338. Материнская жила в Калифорнии. По Фергюсону и Жаннету

1 — покров молодых пород; 2 — золото-кварцевые жилы; 3 — месторождения медного пояса; 4 — гранодиориты батолита Сиерра-Невады; 5 — метаморфизованные основные интрузии; 6 — вмещающие породы

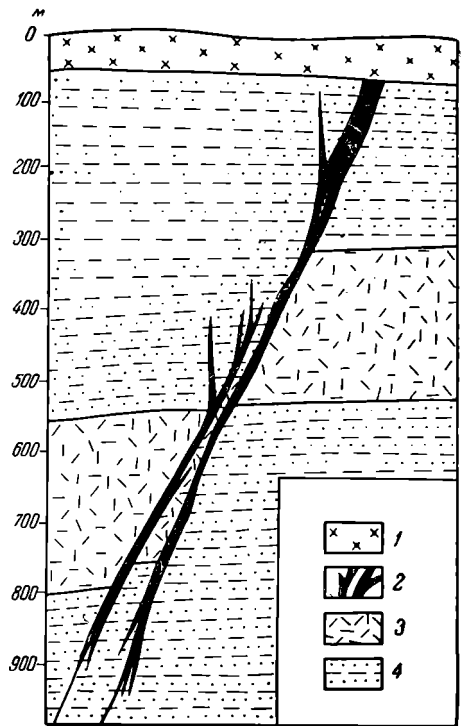


Рис. 339. Золото-серебряная жила Сан-Рафаэль (Мексика), приуроченная к сбросу. По В. Линдгеру

1 — покров юного андезита; 2 — рудная жила; 3 — миоценовые интрузивные андезиты; 4 — юрские сланцы и песчаники

усилиями, в перегибах пластов, в зонах пологого отслоения куполов изверженных пород, в полостях поперечных разрывов даек изверженных

пород (лестничные жилы) и др. Эти жилы, как правило, невелики по простиранию и в глубину, но при выклинивании таких жил через некоторый промежуток на их протяжении или кулисообразно по отношению к ним обычно появляются новые жилы. Таким образом, при коротких размерах отдельных жил, залегающих в трещинах растяжения, общая длина жильных зон данного типа как в плане, так и в глубину может быть очень протяженной, превышающей сотни метров (рис. 341).

К этому типу относятся жилы некоторых золотых место-

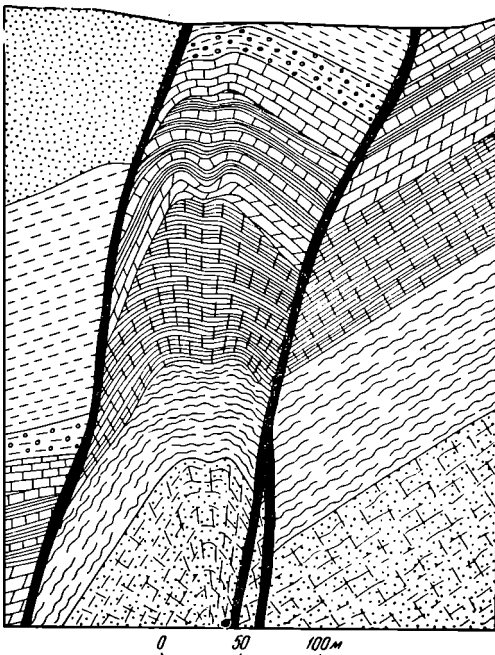


Рис. 340. Полиметаллические жилы Иоганн Фридрих, приуроченные к сбросам, прорезающим различные осадочные породы девона. По Е. Майеру

рождений Урала, оловянных и вольфрамовых месторождений Казахстана и Восточной Сибири, мышьяковых месторождений Средней Азии и Кавказа, пегматитовые жилы Восточного Забайкалья, Кольского полуострова и др. Зарубежными примерами могут служить так называемые рубцовые

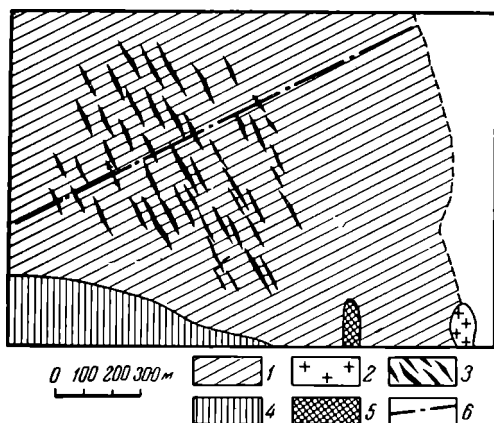


Рис. 341. Кварц-касситеритовые жилы месторождения Оюна, приуроченные к трещинам отрыва, ориентированным поперек простирания осей антиклинала (схематический план).

По Б. Косову и Н. Остроменцкому

1 — юрские углистые сланцы; 2 — граниты; 3 — кварц-касситеритовые жилы; 4 — палеозойские метаморфические сланцы; 5 — гранит-аплиты; 6 — направление простирания оси антиклинала

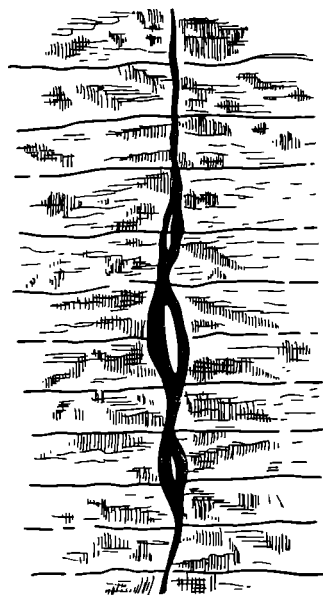


Рис. 342. Галенитовая жила в Миссисипи, приуроченная к трещине отрыва. По Кемпу

жилы полиметаллической руды Миссисипской долины (рис. 342) и пологие жилы оловянной руды в отслоениях гранитных массивов Циновца в Чехословакии (рис. 343).

Тела в трещинах односистемного скола. Многочисленные рудные поля, представленные серией выдержанных параллельных жил, чаще всего связаны с системой трещин скола, расчленяющих породы, вмещающие месторождения. Для этих месторождений, как впрочем вообще для жильных месторождений, структура которых определяется трещинной тектоникой, характерно широкое развитие процесса оруденения, приводящее к созданию жильных полей с десятками и даже сотнями жил, занимающих обычно значительные площади и лишь в очень редких случаях ограничивающихся формированием небольшого количества жил.

Жилы в трещинах односистемного скола обычно более протяженные и выдержанные, чем жилы в трещинах отрыва. Длина их нередко достигает сотен метров, а суммарная длина всех жил рудного поля иногда определяется первыми десятками километров. К этому типу относятся многие гидротермальные жильные месторождения, особенно золота и редких металлов, реже цветных металлов (рис. 344 и рис. 345).

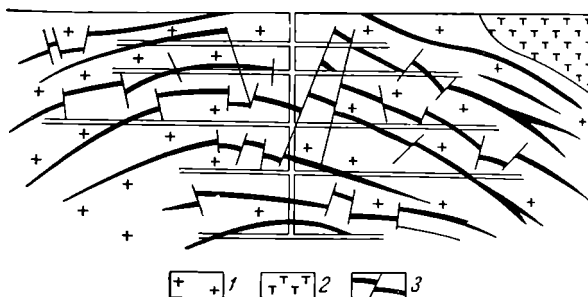


Рис. 343. Рудные жилы, выполняющие трещины отрыва у вершины гранитного купола оловянного месторождения Циновец в Чехословакии.

По М. Штемпроку

1 — граниты; 2 — порфириты; 3 — рудные жилы, разбитые послерудными сбросами

Тела в трещинах двухсистемного скола. Жильные поля, тела которых приурочены к двум системам трещин скола, распространены не меньше,

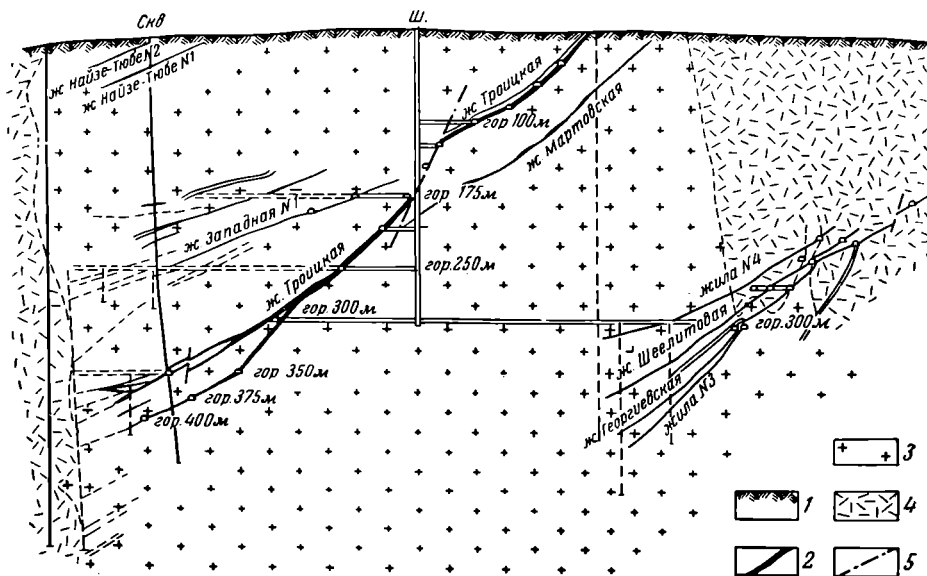


Рис. 344. Геологический разрез участка золоторудного месторождения Степняк, жилы которого приурочены к трещинам скола. По Н. Бородаевскому

1 — почвенный слой; 2 — кварцевые жилы; 3 — кварцевые диориты; 4 — туфогенные песчаники и роговики; 5 — тектонические нарушения

чем месторождения, жилы которых связаны с одной системой сколовых нарушений. В этом случае трещины, вмещающие рудные жилы, сходятся под углом, близким к прямому, образуя в зависимости от ориентировки эллипсоида деформации ряды жил, пересекающихся в плане и параллельных в разрезе (рис. 346, а) или параллельных в плане и пересекающихся в разрезе (рис. 346, б).

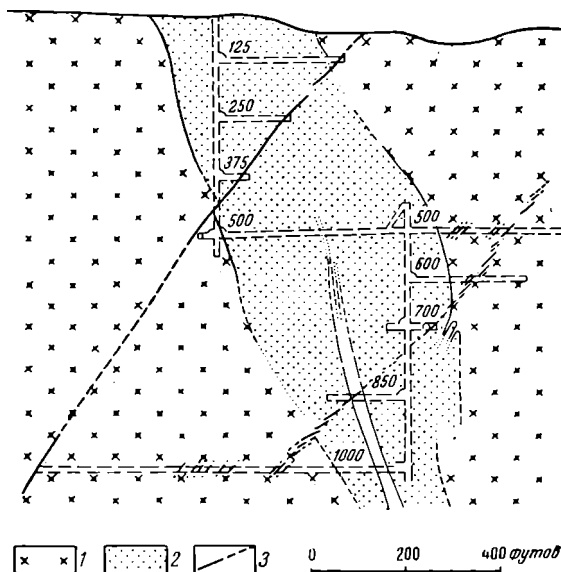


Рис. 345. Кварц-золотые жилы Иджл в Канаде, приуроченные к трещинам скола. По Х. Хоревуду

1 — гранодиориты; 2 — граувакки; 3 — рудные жилы

соида деформации, обычном для тектонических напряжений, создающихся на меньшей глубине от поверхности, в условиях которой сравнительно

незначительный вес перекрывающих пород не препятствовал развитию выкальвания кверху.

Поля с жилами, приуроченными к двум системам трещин скола, известны среди золотых, мышьяковых, медных и других месторождений рудных районов нашей страны (рис. 347).

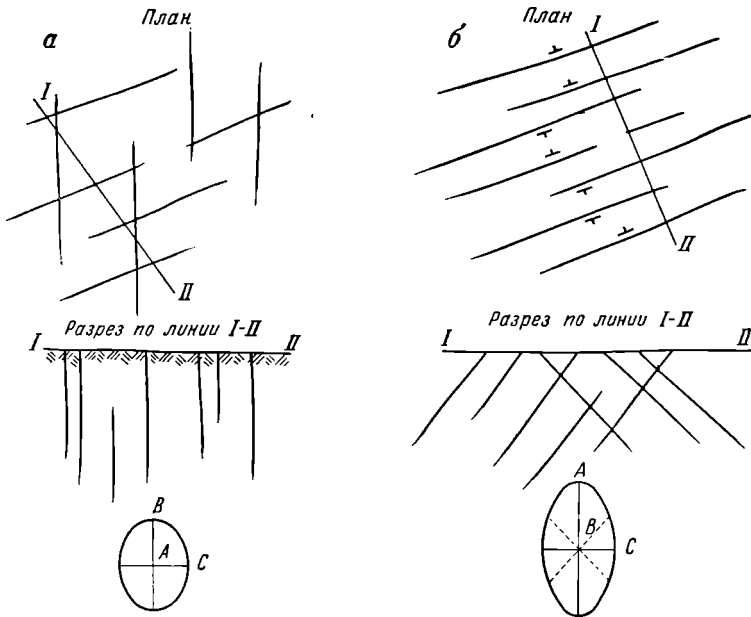


Рис. 346. Рудные жилы в трещинах двухсистемного скола

а — при горизонтальном положении оси растяжения (А) эллипсоида деформации; *б* — при вертикальном положении оси растяжения (А) эллипсоида деформации

Зарубежными примерами такой структуры гидротермальных месторождений могут служить рудные поля медного месторождения Морокоча в Перу (рис. 348), серебряного месторождения Потози в Боливии, оловянных месторождений Боливии, полиметаллических месторождений Фрайберга в ГДР и многие другие.

Тела в трещинах двухсистемного скола и отрыва. В некоторых случаях развиваются системы жильных трещин, значительно более разнообразные и сложные, чем вышеописанные. К ним относится случай формирования жильных полей, рудные тела которых приурочены к трем системам трещин: двум сколовым и одной отрыва (рис. 349).

Известны рудные поля с еще большим количеством различно ориентированных систем жил, образованных как при одноактной деформации, так и в результате серии последовательных деформаций при изменяющемся плане тектонических усилий. При одноактной деформации в

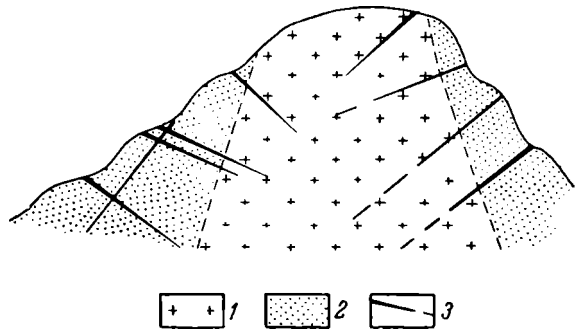


Рис. 347. Арсенипиритовые жилы месторождения Цана, приуроченные к двум системам трещин скола (схема)

1 — граниты; 2 — песчаники; 3 — рудные жилы

механически изотропных породах может возникнуть шесть систем трещин — четыре системы трещин скола и две — трещин отрыва. Но этот геотектонический случай редко фиксируется рудными жилами. Значительно чаще возникают многочисленные жильные рудные поля, обусловленные трещинами, сформированными вследствие нескольких этапов деформаций. При этом все системы трещин могут быть дорудными и выполнены одинаковыми по минеральному составу жилами, принадлежащими одному этапу минерализации. В другом случае, при котором образование трещин более поздних этапов предшествовало поздним стадиям рудообразования, возникают рудные поля, отдельные системы жил которых имеют различный состав.

К этой группе относятся некоторые жильные месторождения золото-полиметаллических районов Советского Союза, а из заграничных месторождений типичным представителем является жильное поле Фрайберга в ГДР (рис. 350).

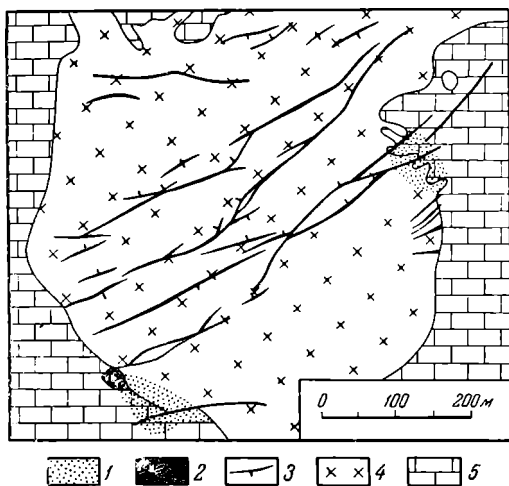


Рис. 348. Медные жилы Морокоча в Перу, приуроченные к двум системам трещин скола. По Е. Треффжеру

1 — вкрапленные руды; 2 — массивные руды; 3 — рудные жилы; 4 — кварцевые монзониты; 5 — известняки

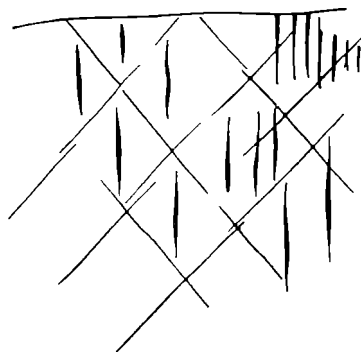


Рис. 349. Три системы рудных жил (схема)

Тела в конических трещинах. Структура достаточно редких месторождений, обусловленных коническими трещинами, определяется тремя группами трещин: 1) конусных (падающих к центру), 2) кольцевых (падающих от центра), 3) радиальных. Две первые разновидности относятся к нарушениям скола, а третья — к трещинам отрыва. Механизм их образования Е. Андерсоном объясняется следующим образом. Все группы трещин формировались при сосредоточенном вертикальном давлении, например при подъеме колонны магмы или газового столба. При этом сколы по коническим поверхностям появлялись при достижении предела механической прочности пород вследствие сосредоточенного давления, направленного снизу. Примерно в это же время вследствие вспучивания формировались радиальные трещины отрыва. Кольцевые разломы, наоборот, возникали при последующей разрядке напряжений, сопровождавшейся опусканием цилиндрического участка земной коры.

К этому типу принадлежат структуры ряда карбонатитовых месторождений, структура гидротермального месторождения золота Бестюбе в Казахстане, структура магматического месторождения апатита в Хибинах (рис. 351).

Тела в трещинах оперения. Вдоль поверхности дизъюнктивных нарушений всех типов (надвигов, сбросов, сдвигов) часто возникают системы трещин скола и отрыва, отходящих от нарушения в сторону и довольно быстро затухающих (рис. 352). При этом, согласно В. Чернышеву, на при-

тертых участках основного шва охотнее возникают трещины отрыва, а на открытых — трещины скола (рис. 353). Величина отклонения таких трещин от главного тектонического шва, по мнению М. Гзовского, зависит от степени кривизны открытой части этого шва. При последующих перемещениях, как это подтверждается наблюдениями Б. Рыбалова, может приоткрываться как полость главного шва, так и примыкающие к нему трещины.

Такая система трещин, называемая трещинами оперения, будучи выполнена минеральной массой, создает своеобразную структуру жильных месторождений, заслуживающую выделения ее в самостоятельный

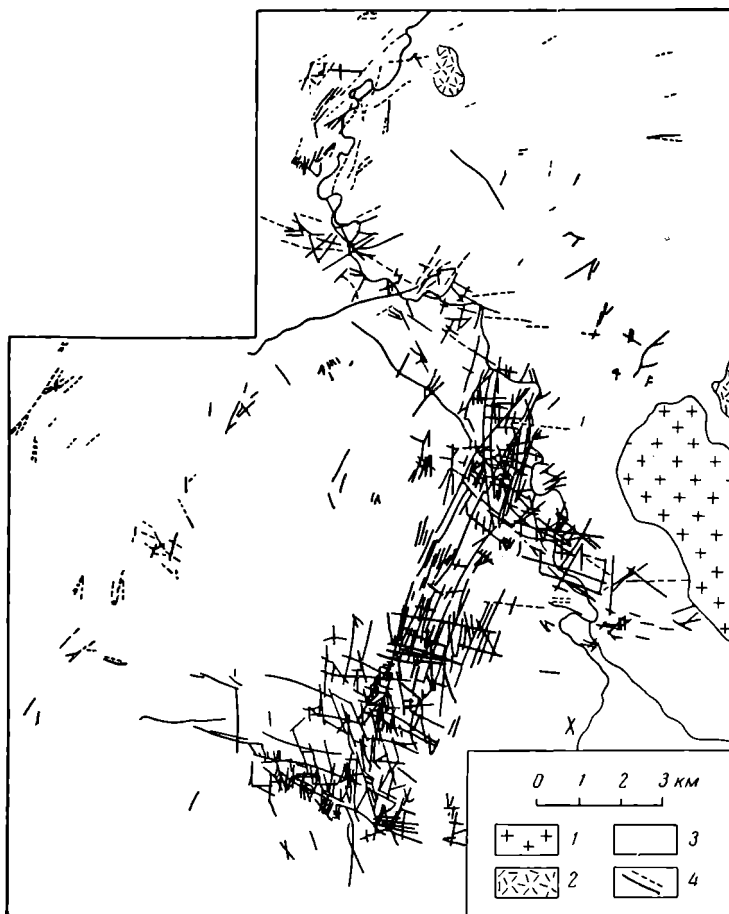


Рис. 350. Жильное поле Фрайберг в ГДР. По Ф. Шумахеру

1 — граниты; 2 — кварц-порфиры; 3 — филлиты, глинистые сланцы, гнейсы; 4 — жилы

тип. Рудой обычно выполняются как отдельные интервалы полости основного смещения, так и оперяющие его трещины. Особенно охотно рудоотложение происходит по коротким трещинам отрыва, на месте причленения которых к шву основного смещения нередко возникают рудные столбы.

К этому типу в нашей стране принадлежат структуры ряда месторождений золота и редких металлов (рис. 354). Очевидно, к этому же типу относится структура «конского хвоста» медного месторождения Бьютт в США, развившаяся в результате последовательного ряда тектонических смещений. Другим примером может служить золотое месторождение Перрон в Канаде (рис. 355).

тертых участках основного шва охотнее возникают трещины отрыва, а на открытых — трещины скола (рис. 353). Величина отклонения таких трещин от главного тектонического шва, по мнению М. Гзовского, зависит от степени кривизны открытой части этого шва. При последующих перемещениях, как это подтверждается наблюдениями Б. Рыбалова, может приоткрываться как полость главного шва, так и примыкающие к нему трещины.

Такая система трещин, называемая трещинами оперения, будучи выполнена минеральной массой, создает своеобразную структуру жильных месторождений, заслуживающую выделения ее в самостоятельный

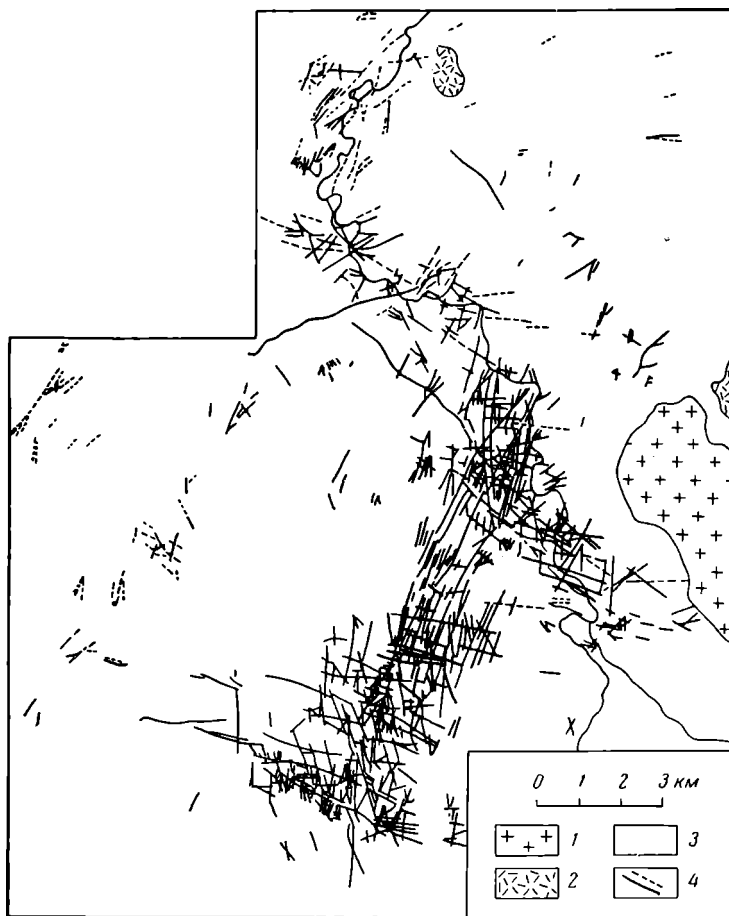


Рис. 350. Жильное поле Фрайберг в ГДР. По Ф. Шумахеру

1 — граниты; 2 — кварц-порфиры; 3 — филлиты, глинистые сланцы, гнейсы; 4 — жилы

тип. Рудой обычно выполняются как отдельные интервалы полости основного смещения, так и оперяющие его трещины. Особенно охотно рудоотложение происходит по коротким трещинам отрыва, на месте причленения которых к шву основного смещения нередко возникают рудные столбы.

К этому типу в нашей стране принадлежат структуры ряда месторождений золота и редких металлов (рис. 354). Очевидно, к этому же типу относится структура «конского хвоста» медного месторождения Бьютт в США, развившаяся в результате последовательного ряда тектонических смещений. Другим примером может служить золотое месторождение Перрон в Канаде (рис. 355).

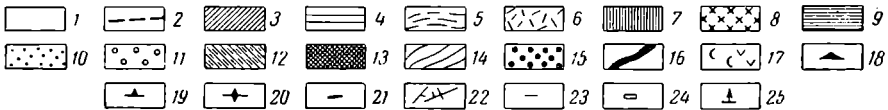
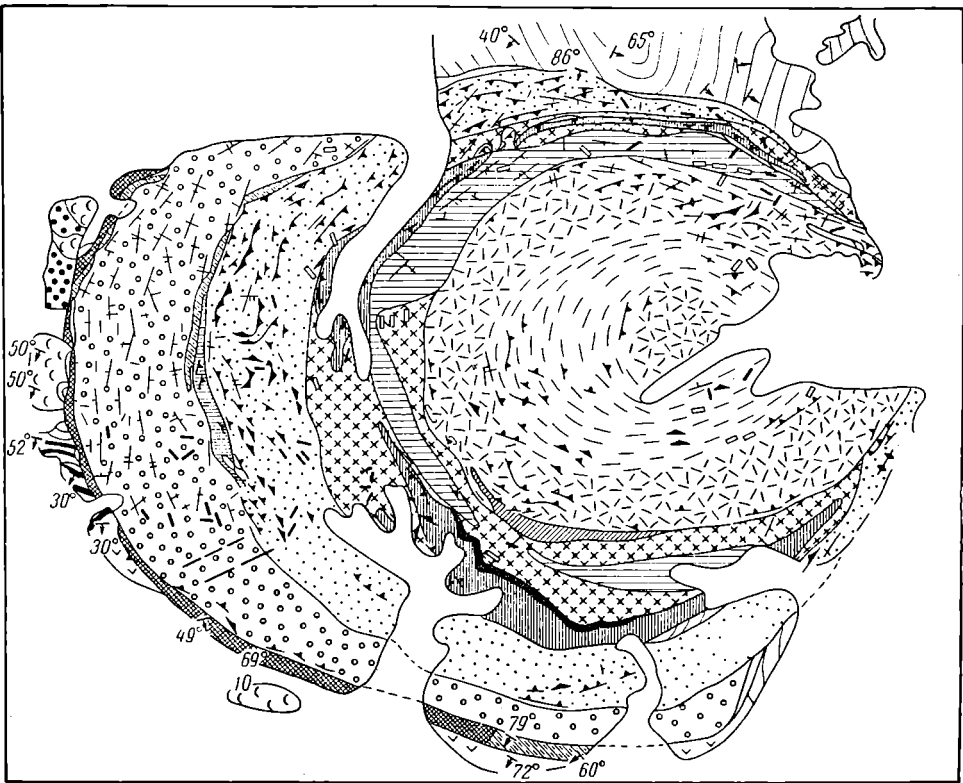


Рис. 351. Схема конической структуры плутона щелочных пород Хибин. По Н. Елисееву и др.

1 — четвертичные отложения. Щелочные комплексы плутона: 2 — молодые жильные породы; 3 — мелкозернистые слюдяно-эгирино-роговообманковые сиениты; 4 — среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты; 5 — трахитоидные фойзиты; 6 — массивные фойзиты; 7 — ийолит-уртиты, малиньиты, луньиты; 8 — пойкилитовые нефелиновые сиениты; 9 — щелочные сиенит-порфиры; 10 — трахитоидные нефелиновые сиениты; 11 — массивные нефелиновые сиениты; 12 — щелочные и нефелиновые сиениты. Протерозой: 13 — роговики; 14 — гнейсы; 15 — кварцевые габбро-диабазы и гранофиры; 16 — метагаббро-диабазы. Архей: 17 — основные эффузивы и туфогенные толщи. Структурные элементы: 18 — трахитоидность с углами падения от 5 до 35°; 19 — то же с углами падения от 35 до 80°; 20 — то же с углами падения от 80 до 90°; 21 — ориентированные шлиры; 22 — первичные трещины отдельности; 23 — дайки массивных пород; 24 — дайки трахитоидных пород; 25 — сланцеватость вмещающих пород. Параллельными линиями обозначено простирание пород

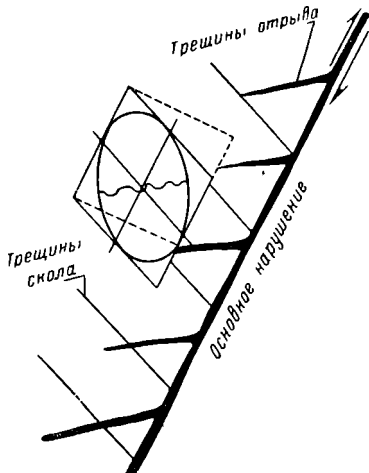


Рис. 352. Схема образования трещин оперения вблизи поверхности основного нарушения

Тела на пересечении различных трещин. На пересечении или сопряжении тектонических трещин создаются трубообразные рудные тела, уходящие на глубину вдоль ребра двугранного угла, образованного

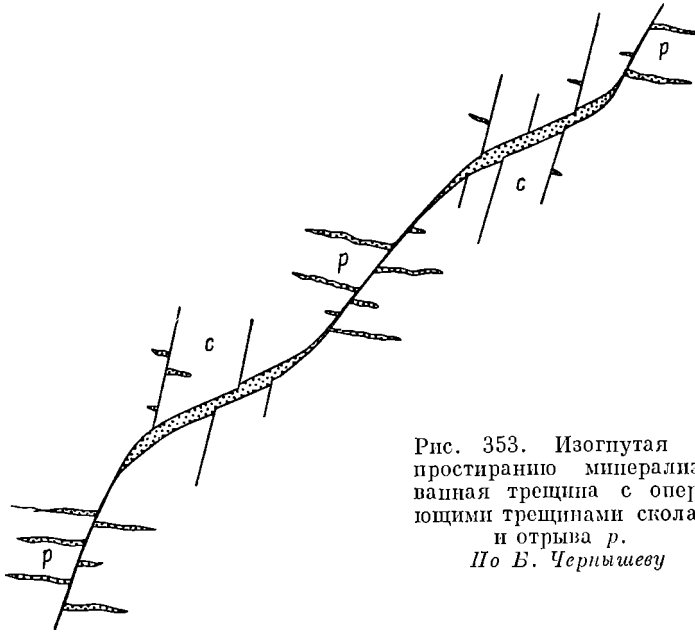


Рис. 353. Изогнутая по простиранию минерализованная трещина с оперяющимися трещинами скола с и отрыва р.
По Б. Чернышеву

сходящимися поверхностями трещин. Поперечное сечение таких рудных труб редко бывает значительным, лишь иногда достигает сотен метров. К этому типу относятся некоторые трубообразные залежи полиметаллических руд, расположенные чаще всего в карбонатных породах.

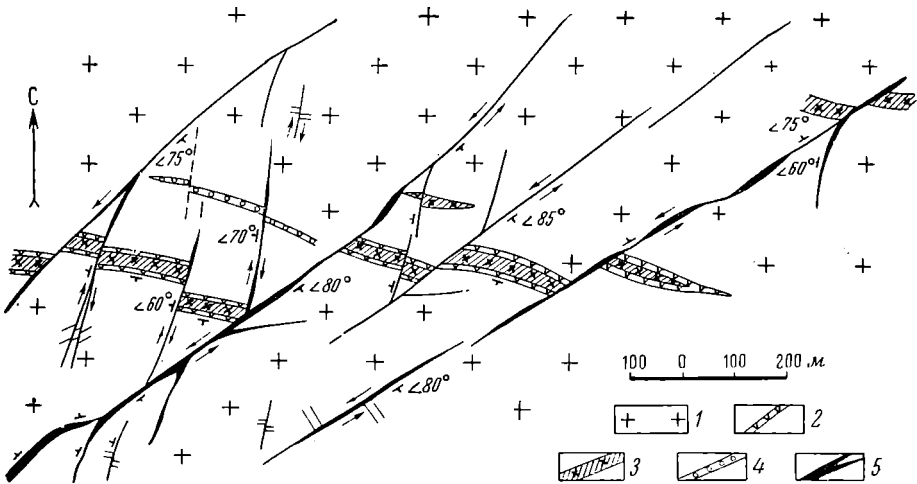


Рис. 354. Схема строения редкометального месторождения с развитыми трещинами оперения. По Б. Рыбалову

— гранодиориты; 2 — дайки диоритового порфирита; 3 — дайки гранодиорит-порфира; 4 — дайки фельзит-порфира; 5 — рудные жилы

Подобные месторождения известны как в нашей стране, так и за рубежом (рис. 356).

Тела в зонах трещиноватости. Кроме жильных месторождений, приуроченных к четким системам трещин, известны месторождения полезных

ископаемых, связанные с зонами трещин, не имеющими такой закономерной ориентировки. Обычно такие нарушения сгущаются на относительно узкой площади, образуя участки пород, разбитые частой сетью разноориентированных, нередко криволинейных трещин. При статическом изучении в штокверках иногда намечаются системы трещин доминирующего направления. Такие трещиноватые участки бывают как вытянутыми

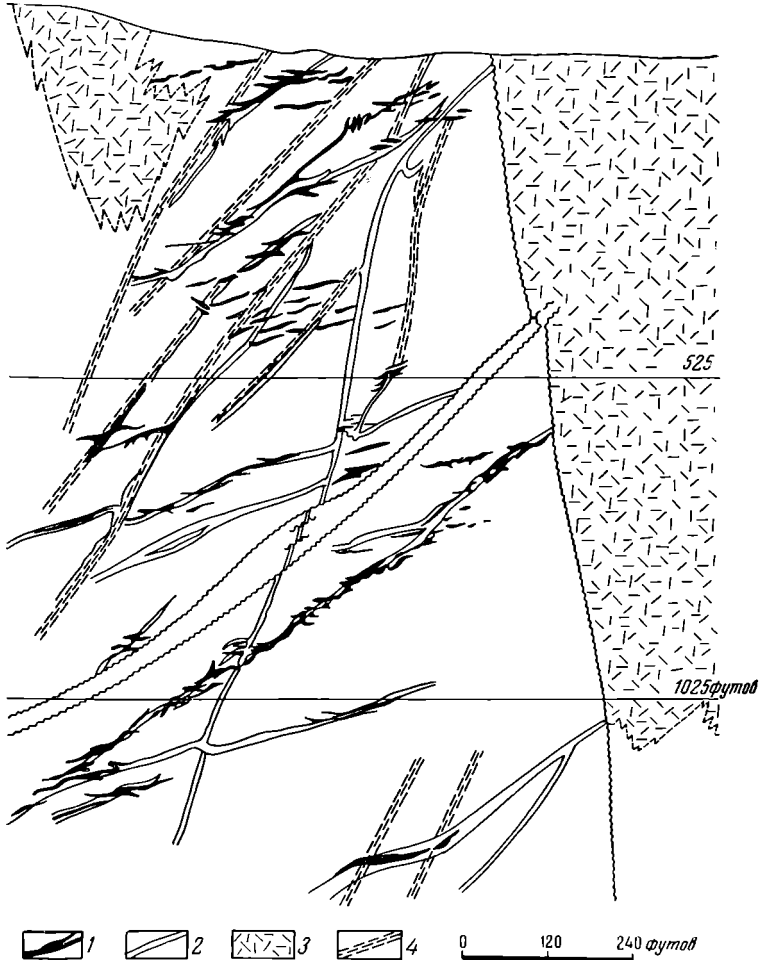


Рис. 355. Рудные жилы Перрон в Канаде, выполняющие трещины оперения вдоль даек. По Х. Амесу

1 — золото-кварцевые жилы; 2 — дайки; 3 — зеленокаменные породы; 4 — сколовые зоны

в одном направлении, так и изометричными в плане. Встречаются они среди самых разнообразных формаций и связаны или с мощными зонами дробления, или с зонами оседания пород при изменении их объемов.

Оруденение таких участков приводит к формированию штокверков прожилково-вкрапленных руд. Представителями этого типа месторождений являются штокверки молибденовых, оловянных, полиметаллических, золотых и других руд в разных районах как нашей страны, так и других стран (рис. 357). К этому же типу скорее всего должны относиться месторождения прожилково-вкрапленных медных руд во вторичных кварцитах, структура которых хорошо иллюстрируется зонами трещин, откартированными на Чиквикамата, Чили (рис. 358).

Тела в зонах рассланцевания. Линейно вытянутые зоны рассланцевания особенно развиты среди древних метаморфических пород; среди

более молодых пород они достаточно часто встречаются в интенсивно дислоцированных туфоэффузивных образованиях. Приуроченные к ним тела полезных ископаемых имеют форму жил, линз и лентообразных залежей (рис. 359). Вдоль таких полос расланцованных пород иногда вытягиваются зоны вкрапленных руд типа фальбандов.

Тела на пересечении трещин с пластами слоистых пород, благоприятных для оруденения. В данном случае речь идет о комбинированной структуре гидротермальных месторождений. Помимо структур одного типа, описанных выше, возможен контроль месторождений сочетанием структурных элементов разных типов. Таких сочетаний с образованием комбинированных структур может быть много, но не все из них имеют существенное значение. Наиболее важными случаями контроля месторождений сопряжением нескольких структурных элементов являются комбинации пересечения тектоническими трещинами благоприятных для рудоотложения пластов слоистых пород. В этом случае положение

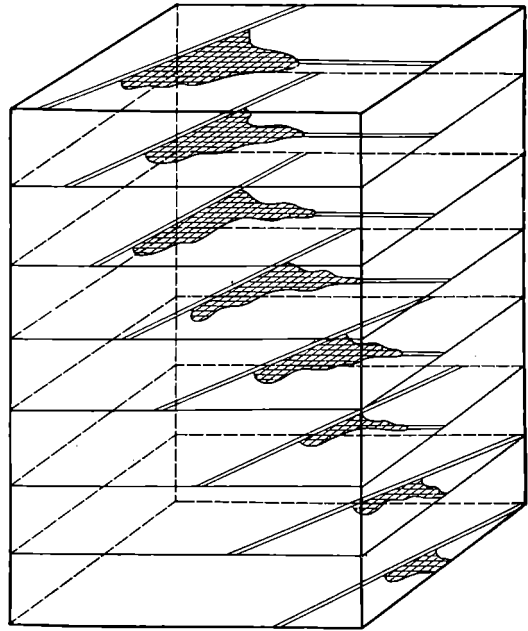


Рис. 356. Схема строения трубообразной рудной залежи, образованной на пересечении двух трещин

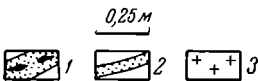
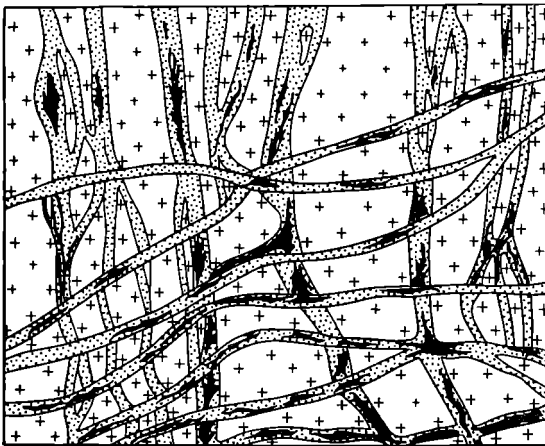


Рис. 357. Штокверк разновозрастных прожилков золоторудного месторождения Закавказья (стенка штольни). По Н. Зейналову

1 — сульфидно-кварцевые прожилки ранней генерации; 2 — малосульфидные кварц-карбонатные прожилки поздней генерации; 3 — измененные гранодиориты

и морфология рудного тела определяются пересечением пласта или ряда пластов пород, благоприятных для рудоотложения, рудоносными трещинами скола или отрыва. При этом рудное тело в разрезе имеет как бы форму гриба, ножкой которого является жила, выполняющая трещину, а шляпкой — пластообразная залежь (рис. 360). Как жильных, так и пластовых частей таких комбинированных рудных тел может быть несколько (рис. 361). К этому же типу, пожалуй, следует относить и такие месторождения, в которых известны как самостоятельные жилы, приуроченные к тектоническим трещинам, так и отдельные от них залежи, приуроченные к пластам.

С описываемой группой комбинированных структур в нашей стране связаны рудные тела некоторых ртутных и золотых месторождений.

Примерами зарубежных месторождений этого типа могут служить структуры полиметаллических месторождений Сиерры-Мадре (рис. 362) и Ледвиля (рис. 363) в США.

Тела в контактах согласных интрузий. Если на участках контактов интрузий, согласных с напластованием вмещающих пород, образуются

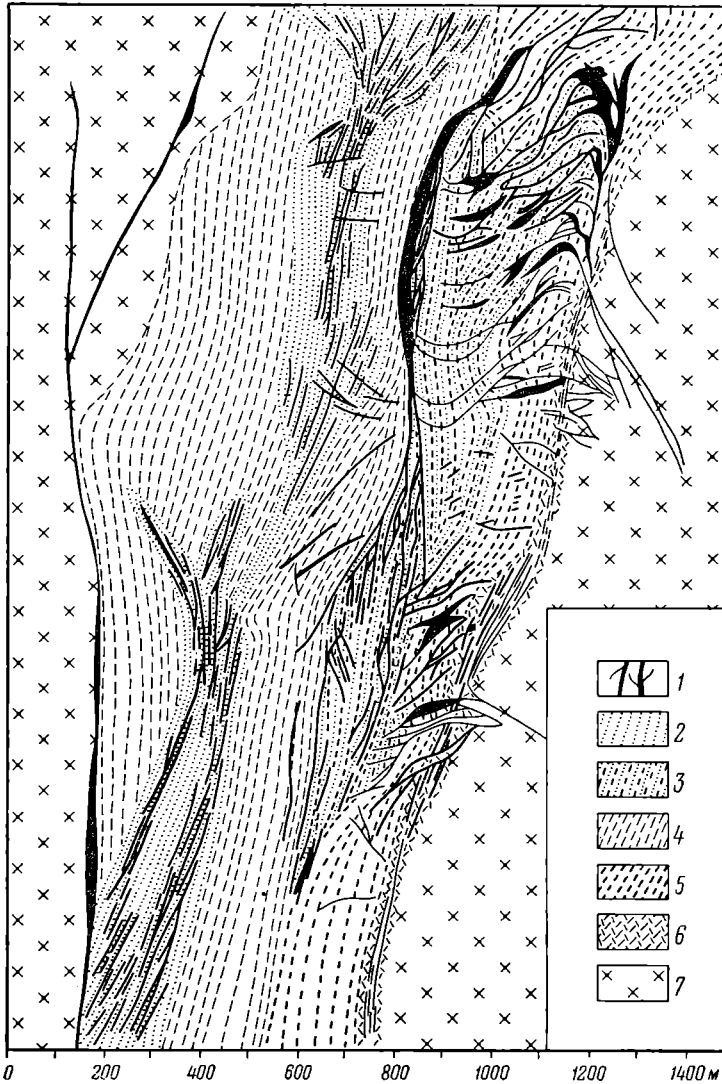


Рис. 358. Структура месторождения прожилково-вкрапленных медных руд Чиквикамата в Чили. По В. Лопецу

1 — рудные прожилки и минерализованные трещины; 2 — окисление; 3 — серицитизировано и окислено; 4 — серицитизировано и окварцовано; 5 — альбитизировано и окварцовано; 6 — хлоритизировано и альбитизировано; 7 — неизмененный гранодиорит

месторождения чаще всего скарновые, то они имеют форму, приближающуюся к форме правильных пластообразных тел, следующих вдоль поверхности контакта (рис. 364). К этому типу относятся месторождения горы Магнитной, а также некоторые шеелитовые месторождения Средней Азии.

Тела в контактах секущих интрузий. Поверхность контакта интрузива может пересекать пласты осадочных пород, залегающих полого по падению контакта, а залегающих круто — в плане. В том и другом случае

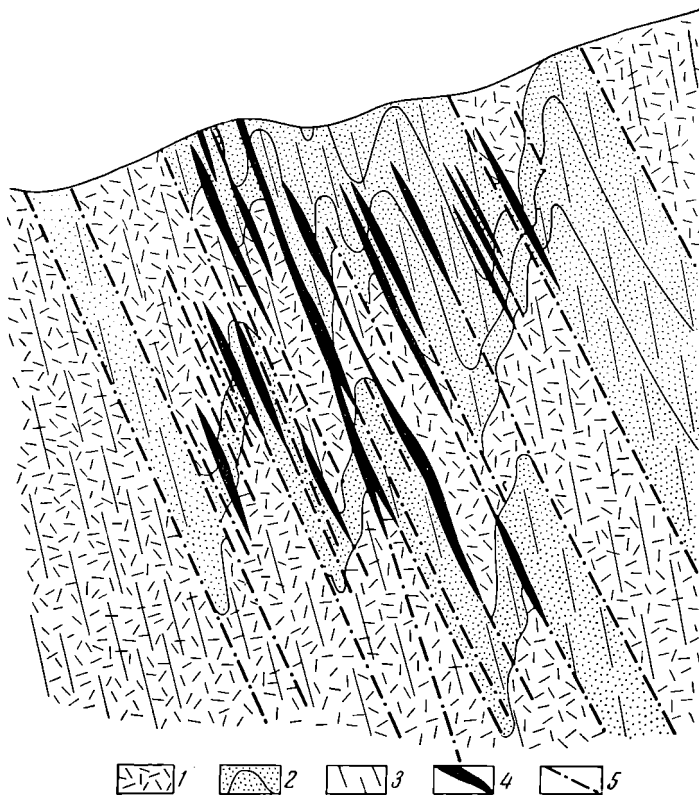


Рис. 359. Схематический геологический разрез через Второе Греховское месторождение на Алтае, приуроченное к зоне расслаивания. По В. Баранову

1 — туфы кислого состава; 2 — пачки переслаивающихся алевролитов, туфов и туффитов кислого состава; 3 — сланцеватость; 4 — рудные тела; 5 — дизъюнктивные нарушения

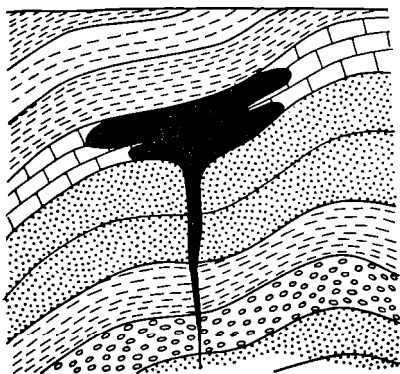


Рис. 360. Схема строения рудного тела, образованного на пересечении рудоносной трещины с пластом породы, благоприятной для рудоотложения (разрез)

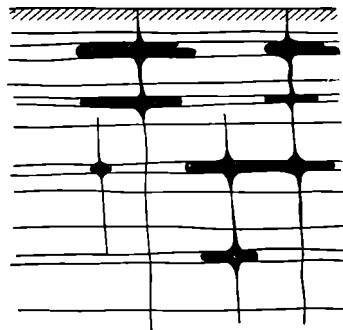


Рис. 361. Схема строения месторождения, образованного на пересечении рудоносных трещин с пластами пород, благоприятных для рудоотложения (разрез)

скарновые месторождения, формирующиеся у контакта, образуют серии линз, столбов и гнезд, вытянутых вдоль линии пересечения поверхности контакта и напластования вмещающих пород (см. рис. 81). К этому типу относится большой ряд разнообразных скарновых месторождений железа, вольфрама, меди и других металлов.

А. Королев (1962) для скарновых месторождений, кроме упомянутых, выделяет: 1) структуры контактов даек с вмещающими породами;

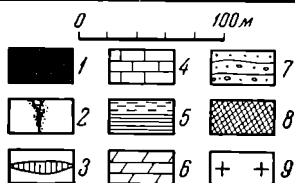
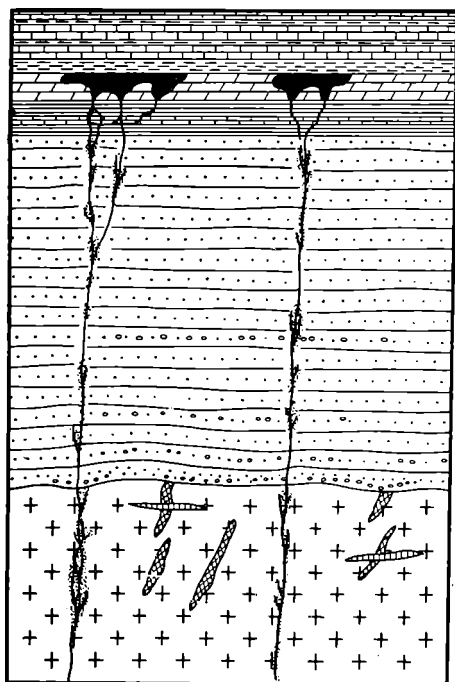


Рис. 362. Схема структуры полиметаллического месторождения Сиерра-Мадре в США. По Б. Батлеру

1 — рудная залежь; 2 — рудные прожилки с медной минерализацией; 3 — кварц-хлоритовые жилы; 4 — известняки; 5 — сланцы; 6 — доломиты; 7 — кварциты; 8 — перматиты; 9 — граниты

Тела в структурах последовательных инъекций. Ликвационные и гистеромагматические месторождения в ультраосновных и основных изверженных породах, помимо зон вкрапленных руд, формирующихся на месте их первоначального накопления, образуются внедрением расплава в ослабленные места застывших частей интрузивов, создавая при этом секущие залежи богатых руд. В зависимости от морфологии ослабленных зон получаются различные по форме залежи. При внедрении по плоскостной зоне создаются жилообразные тела (рис. 367), а при внедрении по линейной зоне образуются трубообразные залежи (рис. 368).

К этому типу относятся жилообразные тела сульфидных медно-никелевых руд, титаномагнетитов и хромитов, а также трубообразные залежи хромшпинелидов, в том числе и платиноносных.

Тела в структурах течения. Рудоносные шпирь протемагматических рудных месторождений, расположенные среди ультраосновных и основных

2) структуры трещин ксенолитов; 3) структуры трещин согласных во вмещающих породах, а также секущих во вмещающих породах и интрузивах; 4) комбинированные структуры, образующиеся при пересечении поверхности контакта, напластования и трещин.

Тела в структурах магматического расслоения. Магматические рудные месторождения в стратифицированных интрузивах, относящиеся к описываемому типу, имеют форму одной или нескольких повторяющихся по разрезу пластообразных залежей, занимающих строго определенное положение в псевдослоистом комплексе. Эти рудные пласты обычно имеют большое протяжение, достигающее нескольких километров и, как правило, обладают выдержанной мощностью, нередко измеряемой всего лишь десятками сантиметров. К этому типу относятся никеленосные пласты норитов и пласты с редкими металлами среди расслоенных щелочных изверженных пород (рис. 365). К этому же типу принадлежат стратифицированные ультраосновные и основные интрузии Южной Африки с пластами, содержащими сульфиды никеля и меди, платиноносными пластами (риф Меренского) и пластами хромшпинелидов (рис. 366).

Тела в структурах последовательных инъекций. Ликвационные и гистеромагматические месторождения в ультраосновных и основных изверженных породах, помимо зон вкрапленных руд, формирующихся на месте их первоначального накопления, образуются внедрением расплава в ослабленные места застывших частей интрузивов, создавая при этом секущие залежи богатых руд. В зависимости от морфологии ослабленных зон получаются различные по форме залежи. При внедрении по плоскостной зоне создаются жилообразные тела (рис. 367), а при внедрении по линейной зоне образуются трубообразные залежи (рис. 368).

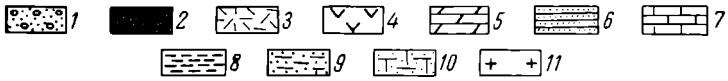
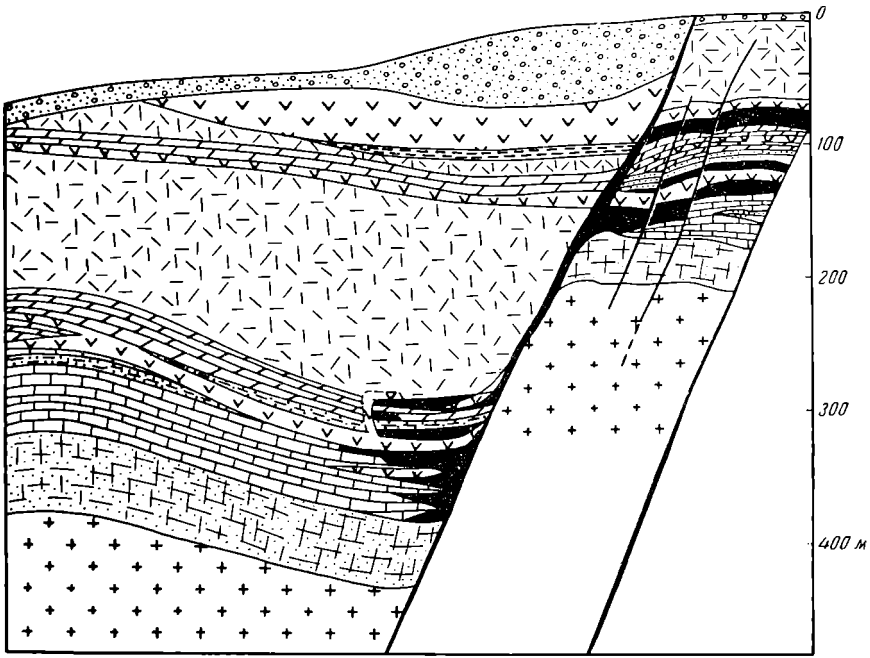


Рис. 363. Схема структуры полиметаллического месторождения Ледвиль в США. По Ж. Лафлину

1 — наносы; 2 — рудные залежи; 3 — белые порфиры; 4 — серые порфиры; 5 — голубые известняки; 6 — кварциты Партинг; 7 — белые известняки; 8 — сланцы; 9 — скопления известняка в кварците; 10 — кембрийские кварциты; 11 — граниты

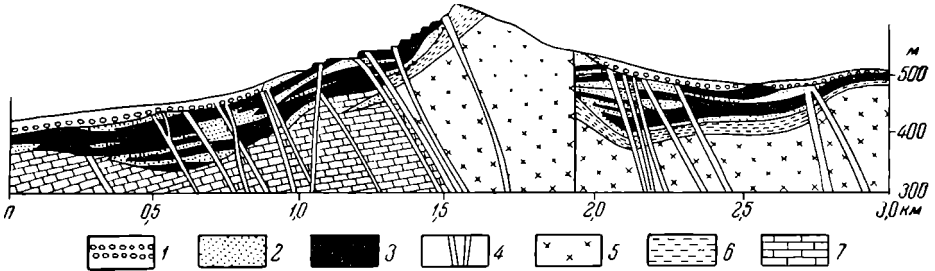
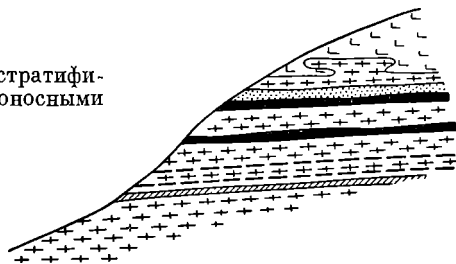


Рис. 364. Пластообразная залежь рудоносных скарнов горы Магнитной. По А. Заварицкому

1 — делювий с рудными валунами; 2 — скарны; 3 — рудные участки скарна; 4 — жилы диорита и порфира; 5 — порфириты; 6 — контактово-метаморфизованные туфы; 7 — известняки

Рис. 365. Схема структуры стратифицированного интрузива с рудоносными пластами (черное)



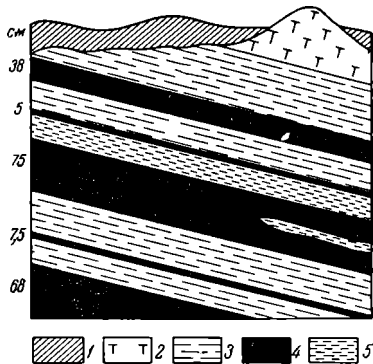


Рис. 366. Пластовые залежи хромитов в Бушвельдском комплексе в Южной Африке.
По Купфербюргеру и др.

1 — напсы; 2 — анортзиты; 3 — диаллаговые габбро; 4 — хромиты; 5 — бронзито-диаллаговая порода

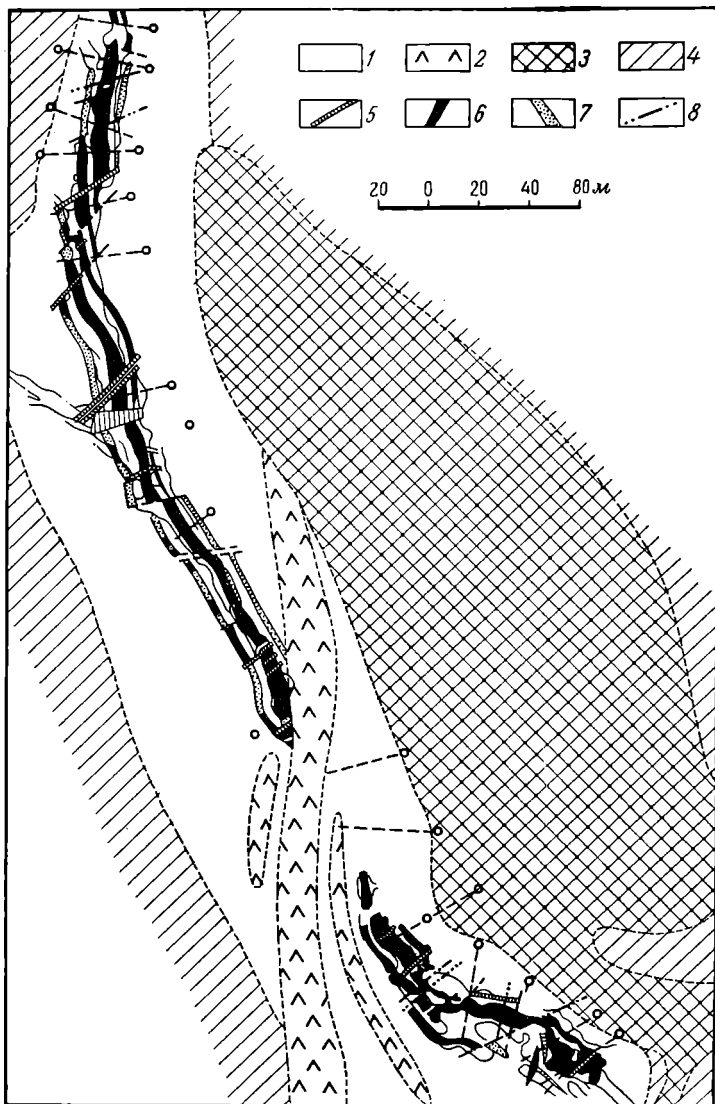


Рис. 367. Жилообразная залежь хромита. По И. Зимину

1 — серпентинизированные гарцбургиты; 2 — габбро-диабазы; 3 — диориты; 4 — кварц-слюдяные сланцы; 5 — «дайны» тремолит-хлоритовых пород; 6 — хромиты; 7 — хромиты на нескрытых участках; 8 — сдвиги и сбросы

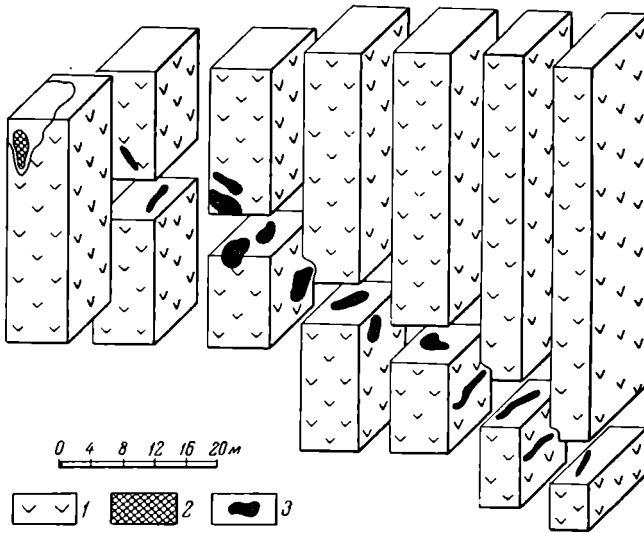


Рис. 368. Трубообразная залежь хромита. По А. Ветехтину и др.

1 — перидотиты; 2 — рудное тело в карьере; 3 — рудные тела на глубине

изверженных пород, в своем размещении могут подчиняться структурам линейных и плоскостных течений, а также залежать, как на это обратил внимание Г. Соколов, в зависимости от первичной полосчатости этих пород, обусловленной позднемагматическим раздавливанием.

Такие закономерности отмечаются для шлировых скоплений хромшпинелидов, в том числе платиноносных и вкрапленных титаномагнетитовых руд (рис. 369).

Тела в контракционных трещинах. К первичным трещинам, пересекающим массивы магматических пород, иногда приурочены сложные жилы и штокверки. В контракционных трещинах габбро залегают жилы сульфидных медно-никелевых руд Кольского полуострова, Норильска и других месторождений. По данным Н. Елисева (1953), кварцевые золотоносные жилы Ортаусского месторождения в Казахстане также находятся в контракционных трещинах гранитного плутона. В пересекающихся прототектонических трещинах аляскитовых гранитов часто размещаются сложные жилы пегматитов и грейзеновые штокверки (рис. 370).

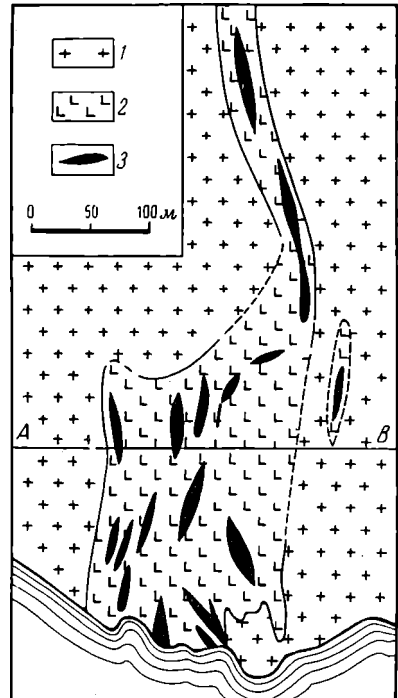


Рис. 369. Шлиры титаномагнетитов в габбро. По И. Фогту

1 — граниты; 2 — габбро; 3 — руда

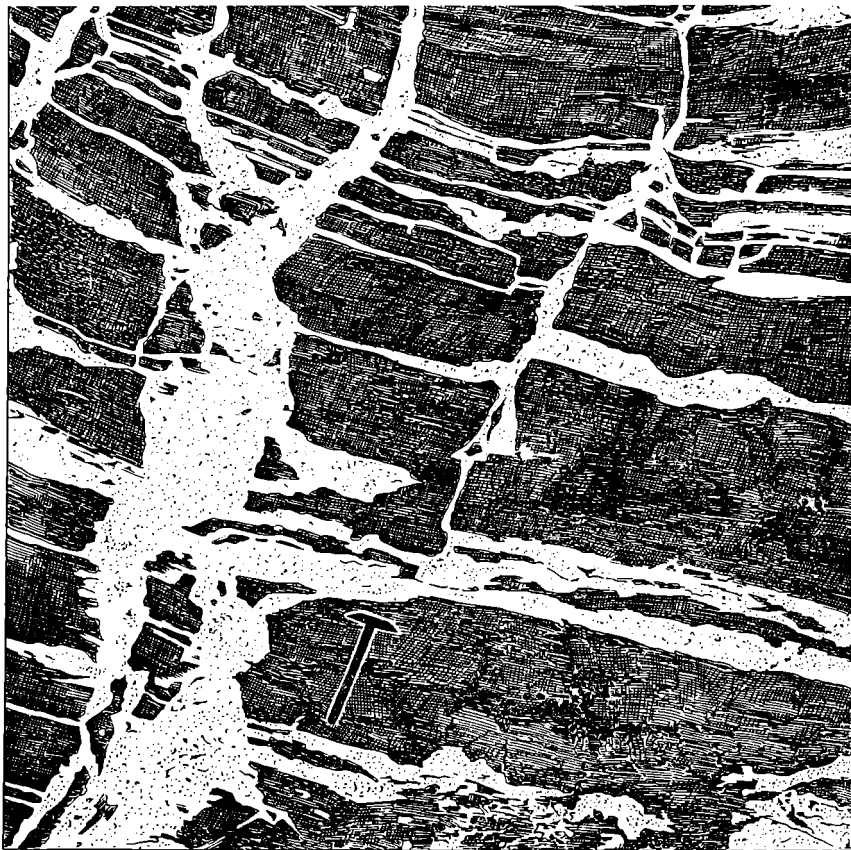


Рис. 370. Сложные жилы пегматита в контракционных трещинах гранита.
По П. Ниггли

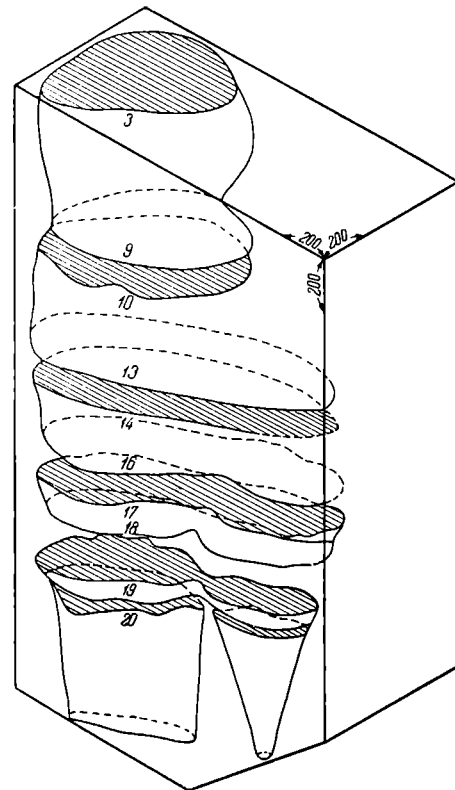


Рис. 371. Изометричная диаграмма рудной трубы Крессон в Колорадо. По Л. Бринеру
Цифрами обозначены горизонты горных работ

Тела в трубках взрыва. Цилиндрические тела полезных ископаемых, выполняющие колонны брекчированных пород, могут иметь различное происхождение. Среди них выделяются трубообразные залежи в брекчиях, образованных: 1) при оседании пород вследствие выщелачивания грунтовой водой; 2) при оседании пород вследствие выщелачивания гидротермами, предшествующего или сопровождающего гидротермальное минералонакопление; 3) при трещинных тектонических деформациях (штокерки); 4) вследствие повторных прорывов лав в жерлах вулканов и повторных магматических инъециях вообще; 5) при прорывах магматического газа.

Чаще всего для рудообразования используются брекчиевые трубы взрывного характера. Такого рода структуры типичны для алмазных кимберлитов Сибири и Африки, отмечены для касситеритовых месторождений Восточной Сибири. К ним, по Л. Бринеру, принадлежат также трубообразные залежи гидротермальных месторождений полиметаллов с серебром и золотом Крессон и Бессик в Колорадо, а также Пиларес в Мексике (рис. 371).

СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Геологические структуры месторождений определяются повторением или комбинацией структур, свойственных отдельным залежкам. Если следовать определению рудного поля как группы месторождений, объединяемых единством происхождения и геологической структуры, то рудные поля могут быть сгруппированы по тому главному структурному мотиву, который определяет их геологический облик. Соответственно намечается десять основных групп геологических структур рудных полей эндогенного происхождения.

1. Структуры массивов ультраосновных, основных и щелочных изверженных пород ранней стадии геосинклинального цикла, а также платформенной стадии развития, вмещающие магматические месторождения.

2. Структуры периферических частей гранитоидных массивов ранней и средней стадии геосинклинального цикла развития, вмещающие скарновые месторождения.

3. Структуры внутренней и периферической частей массивов аляскитовых гранитов средней стадии геосинклинального развития, вмещающие пегматитовые месторождения.

4. Структуры малых интрузий и даек, определяющие положение гидротермальных месторождений.

5. Структуры субвулканического и вулканического происхождения, определяющие положение субвулканогенных гидротермальных месторождений.

6. Структуры зон расланцевания и кливажа течения, определяющие положение метаморфогенных и гидротермальных месторождений.

7. Структуры крупных разломов, определяющие положение гидротермальных месторождений.

8. Структуры жильных полей трещинного типа.

9. Структуры складчатых районов, заключающие гидротермальные месторождения.

10. Структуры напластования, определяющие положение телетермальных месторождений.

Ниже приводятся очень краткие комментарии к выделяемым разновидностям структур рудных полей.

Структуры массивов ультраосновных, основных и щелочных изверженных пород, вмещающих магматические месторождения хромита, платиноидов, титаномагнетита, редких металлов и сульфидных медно-никелевых руд, полностью определяются внутренним строением этих

массивов. Решающее значение для размещения месторождений в их пределах имеют элементы магматического расслоения, дополнительных инъекций, плоскостной и линейной полосчатости, а также позднемагматических расколов. Пример структурного анализа Кумбинского габброидного массива на Северном Урале, в котором находятся месторождения магнетитовых руд, приведен на рис. 372.

Структуры периферических частей гранитоидных массивов, преимущественно умеренно кислого состава, определяют закономерности пространственного размещения скарновых месторождений различного состава. Скарновые месторождения возникают на участках пересечения гранитоидами пород, пригодных для скарнообразования. В их пределах

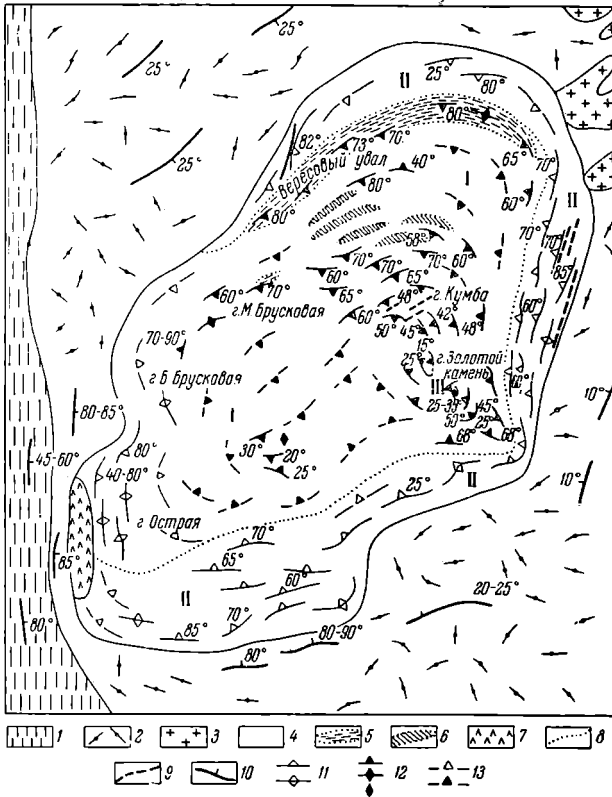


Рис. 372. Структурная схема Кумбинского габброидного массива. По Е. Свешниковой

I — породы внутренней фации; II — породы красной фации; III — породы прикровлевой фации с залежами магнетита. 1 — метаморфические породы свиты М; 2 — порфириды и туфы верхнего силура; 3 — диориты и гранодиориты; 4 — габброидные породы; 5 — пироксениты и меланократовое габбро; 6 — лейкократовое габбро; 7 — дуниты; 8 — границы между зонами; 9 — тектонические нарушения; 10 — элементы залегания вмещающих пород; 11 — элементы плоскостной тектуры пород краевой зоны; 12 — элементы плоскостной тектуры пород внутренней и прикровлевой зон; 13 — предполагаемые элементы плоскостной тектуры пород

основными структурными элементами, комбинация которых контролирует локализацию скарнов, являются: 1) тектоническая сложенная поверхность контакта изверженных и вмещающих пород; 2) слоистость вмещающих пород; 3) тектонические трещины, прорезающие как изверженные, так и окружающие их породы. Примером рудных полей рассматриваемой группы может служить рудное поле гранитоидного массива Койташ в Средней Азии (см. рис. 90).

Структуры внутренней и периферической частей массивов аляскитовых гранитов особенно существенны для пегматитовых месторождений. Размещение пегматитовых жил в этом случае определяется совокупностью трещин, свойственных купольным частям гранитных массивов, а также трещинами, проникающими в их кровлю, и зонами отслоения в породах, непосредственно накрывающих купола. Основными элементами трещинной протектоники гранитных куполов являются: 1) продольные трещины; 2) поперечные трещины; 3) пологие трещины; 4) краевые взбросы (рис. 373). На них могут быть наложены различные группы трещины скола

и отрыва, обусловленные последующими региональными тектоническими напряжениями.

Структуры малых интрузий и даек особенно характерны для гидротермальных месторождений поздней стадии геосинклинального цикла геологического развития. К специфическим элементам структуры рудных полей этой группы относятся: 1) штоки малых интрузий со свойственными им элементами протектоники; 2) дайки, располагающиеся параллельными, кольцевыми или радиальными сериями; 3) протемагматические трещины; 4) наложенные разломы и трещины разнообразных типов.

Для золоторудных полей рассматриваемой группы Н. Бородаевский (1960) выделяет три подгруппы: 1) поля, связанные с трещинами, распределение которых зависит от структур периода становления штоков и даек

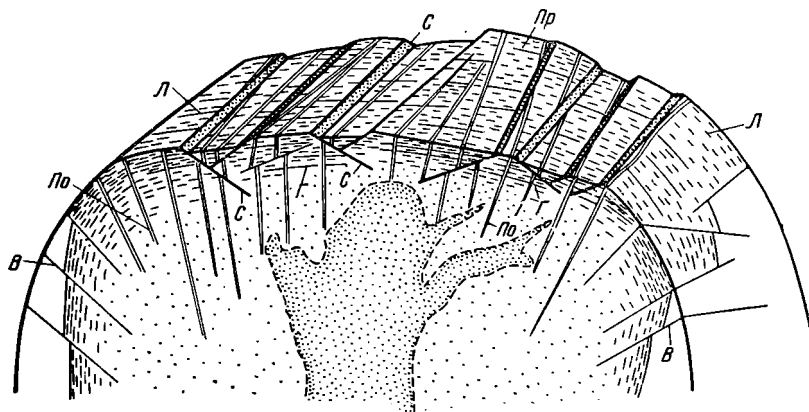


Рис. 373. Блок-диаграмма протектонических элементов гранитного массива. По Г. Ажигрею

Л — линейная ориентировка; *Пр* — продольные трещины; *По* — поперечные трещины; *Г* — пологие трещины; *В* — взбросы. В средней части массива молодое внутриинтрузивное тело, внедрение которого могло вызвать образование пологих нормальных сбросов (*С*)

(например, Ленинское рудное поле на Урале); 2) поля, связанные с трещинами, распределение которых зависит от структур кристаллизации магматических тел (например, Джетыгаринское рудное поле в Казахстане); 3) поля, связанные с наложенными трещинами (многочисленные рудные поля Урала, Казахстана и других районов). Примером рассматриваемых структур может служить структура Караобинского рудного поля в Казахстане, изображенная на рис. 144.

Структуры субвулканического и вулканического происхождения определяют положение субвулканогенных гидротермальных месторождений. Важнейшими элементами строения этой группы рудных полей являются: 1) вулканические купола со структурами вулканического напластования и течения; 2) вулканические некки; 3) трубки эксплозивных брекчий; 4) ранние кольцевые и радиальные трещины растяжения; 5) поздние наложенные разломы и трещины различных типов. Схемы геологического строения рудных полей субвулканического и вулканического происхождения сложного и более простого строения Карамазарской рудной провинции в Средней Азии показаны на рис. 374.

Структуры зон расланцевания и кливажа течения особенно характерны для рудных полей метаморфогенного и гидротермального происхождения, находящихся в комплексах метаморфических пород. Ведущими тектоническими элементами рудных полей этой группы являются линейные зоны расланцевания, обычно осложняющие изоклинальную складчатость и сочетающиеся с пучками сколовых трещин (рис. 375).

Структуры крупных разломов определяют особенности геологического строения рудных полей, месторождения которых по условиям своего формирования и размещения связаны с крупными дизъюнктивами. Основным тектоническим элементом таких полей является региональный надвиг, сброс или сбросо-сдвиг, выступающий в роли рудоподводящего канала. Такое нарушение сопрягается с прилегающими к нему складчатыми

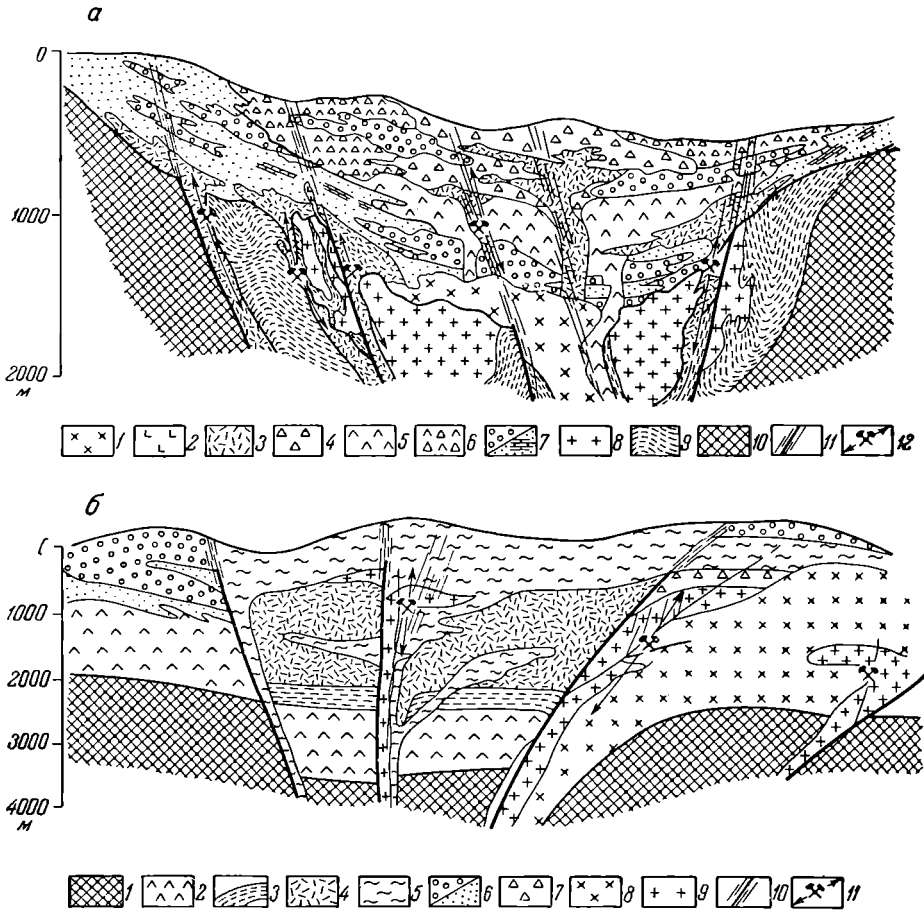


Рис. 374. Схематизированные разрезы рудных полей субвулканического и вулканического характера в период рудообразования (вертикальный масштаб вдвое больше горизонтального). По Н. Лаврову, Б. Рыбалову, Л. Хорошилову

а — первый тип развития района сложного строения: 1 — граносиениты; 2 — кварцевые диориты; 3 — жерловые фации кислых эффузивов; 4 — пирокласты кислых пород; 5 — андезитовые порфириды; 6 — туфы и туфобрекчии порфиридов; 7 — конгломераты, песчаники, известняки; нижний ярус; 8 — гранитоиды батолитов; 9 — нижнепалеозойские отложения; 10 — докембрийские образования; 11 — разломы; 12 — месторождения и вертикальный размах оруденения. **б** — второй тип развития района относительно простого строения: 1 — породы складчатого основания; 2 — андезитовые порфириды; 3 — эффузивно-осадочные отложения; 4 — туфы кислых пород; 5 — лавы кислых пород; 6 — порфириды, песчаники, туфы и туфолавы кварцевых порфиридов; 7 — жерловые фации кислых эффузивов; 8 — субвулканические интрузивы кислых пород; 9 — гранит-порфиры и граносиенит-порфиры; 10 — разломы; 11 — месторождения и вертикальный размах оруденения

и трещинными структурами, пригодными для размещения рудных тел, гнездящихся вдоль ведущего разлома. К этой группе принадлежат рудные поля поясов эндогенных месторождений, описанных выше в разделе с характеристикой дорудных разломов (рис. 376).

Структуры жильных полей трещинного типа определяют строение групп месторождений, связанных теми или иными системами тектонических трещин, раскалывающих породы различного состава. Примером их может служить структура Фрайбергского рудного поля в Германской

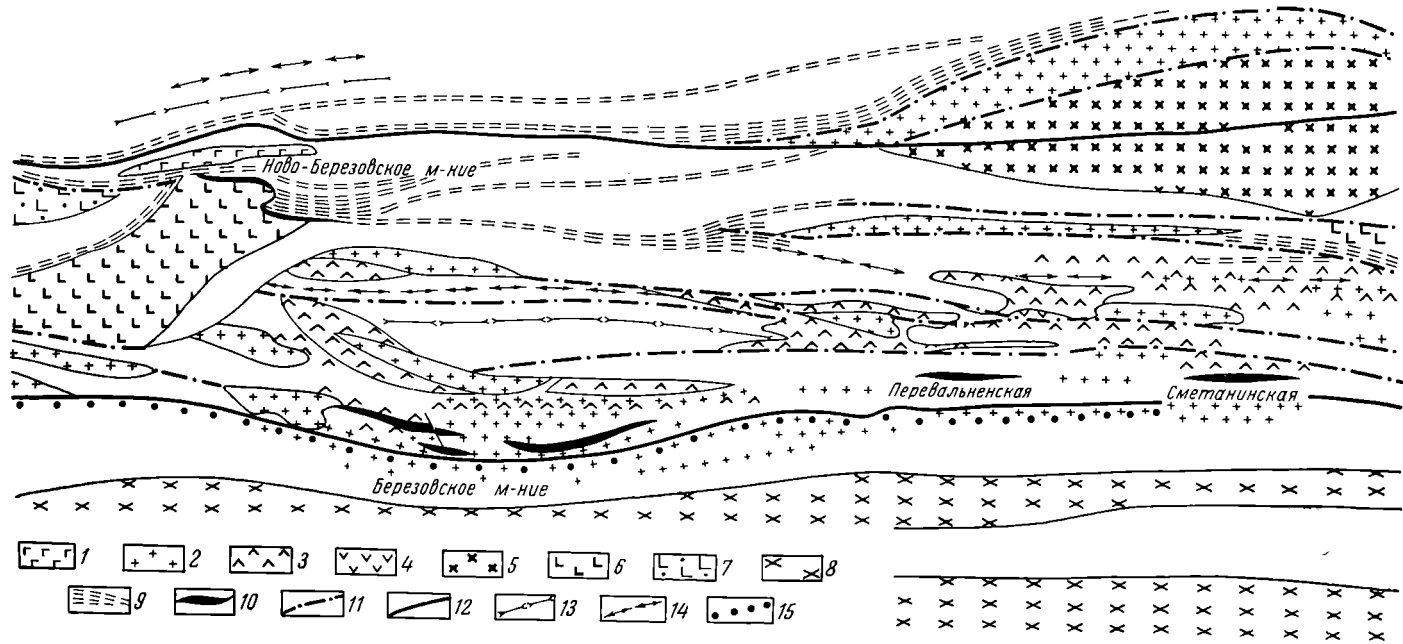


Рис. 375. Схема геологической структуры центральной части Березовско-Белюсовского рудного поля на Алтае.
По П. Иванкину и др.

1 — расланцованные порфириты; 2 — расланцованные кварцевые и кварц-полевошпатовые порфириты; 3 — расланцованные плагиоклаз-амфиболовые порфириты; 4 — порфиритоиды; 5 — порфириновые плагиограниты и гранодиориты; 6 — гранит-порфириновые породы с хлорит-эпидотовым базисом; 7 — туфовидные кварц-полевошпатовые породы с хлорит-эпидотовым базисом; 8 — катаклазированные и огнейсованные плагиограниты и лейкократовые граниты; 9 — «серицитолиты», милониты и заохранные породы зон интенсивного расланцевания, пластических разрывов и метасоматоза; 10 — выходы рудных залежей на поверхность и под рыхлыми отложениями; 11 — разломы второго и третьего порядка; 12 — главные разломы (границы структурно-фациальных зон); 13 — оси синклиналиных складок; 14 — оси антиклиналиных складок; 15 — зоны гранат-пироксеновых скарпов и кварц-апкрит-турмалиновых золотоносных жил

Демократической Республике, упоминавшегося ранее в разделе характеристики рудовмещающих геологических структур.

Структуры складчатых районов определяют геологическую позицию некоторых рудных полей с месторождениями гидротермального генезиса. Ведущими элементами геологического строения таких полей оказываются: 1) зоны отслоения и дробления в шарнирах складок; 2) зоны срыва и дробления на их крыльях; 3) пласты пород, благоприятные для метасоматического рудообразования; 4) разломы и трещины, подчиненные складчатости.

В качестве примера приводится структура Хайдаркан-

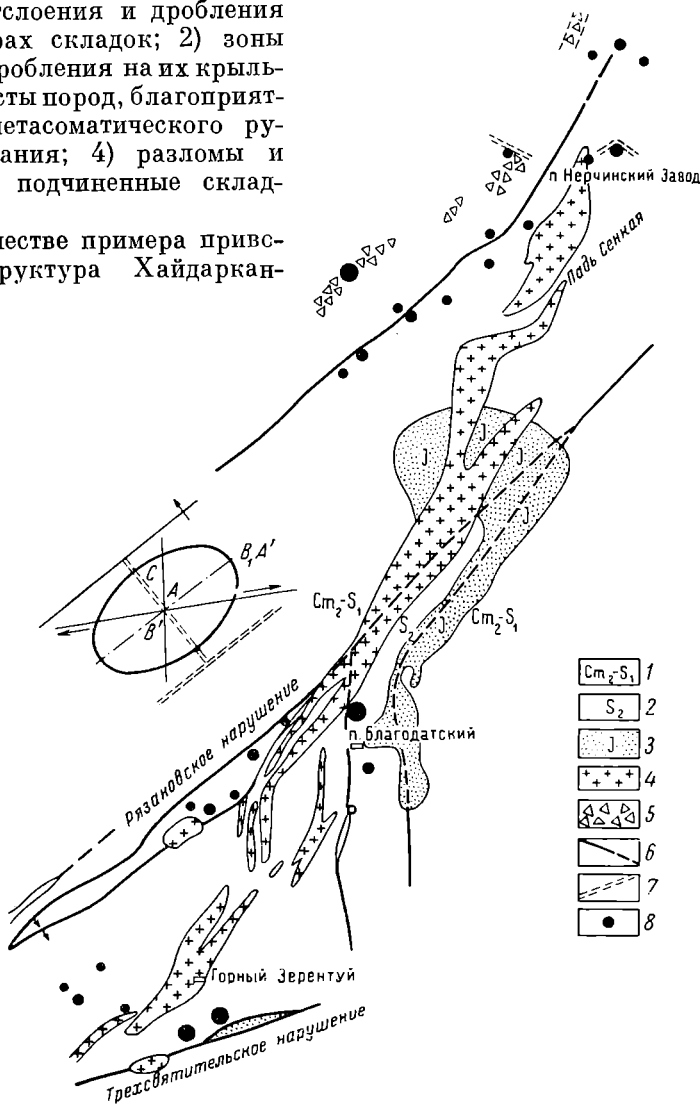


Рис. 376. Схема структуры Нерчинско-Заводского рудного поля, связанного с разломами. По Н. Горшкову

1 — породы нерчинско-заводской свиты; 2 — породы благодатской свиты; 3 — юрские отложения; 4 — интрузии порфиров и гранодиорит-порфиров; 5 — брекчирование; 6 — разломы; 7 — направления преобладающей трещиноватости; 8 — месторождения

ского рудного поля в Средней Азии. Основу строения его составляют известняки, перекрытые сланцами, прорезанные продольными и диагональными разломами, которые рассматриваются как рудоподводящие и рудораспределяющие каналы (рис. 377).

Структуры напластования характеризуют поля с месторождениями, приуроченными к стратиграфическим элементам слоистых толщ. В этом случае решающим для размещения месторождений полезных ископаемых являются пласты или группы пластов, занимающие строго определенное

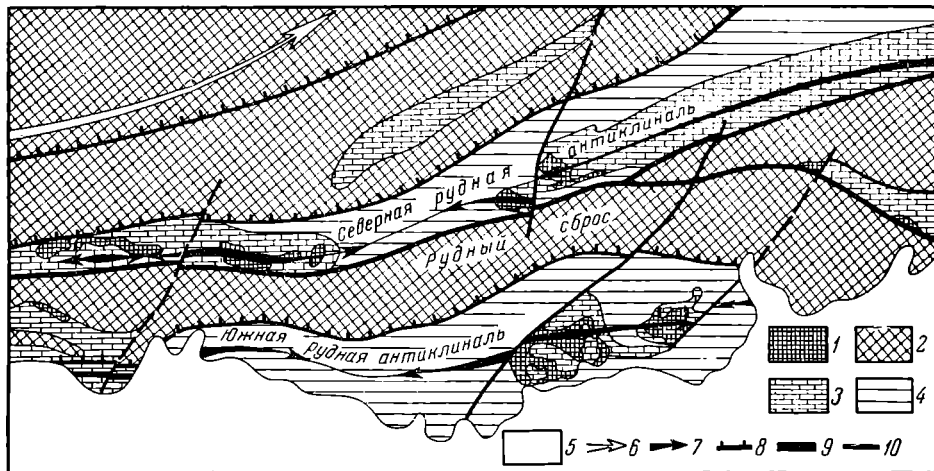


Рис. 377. Схема структуры Хайдарканского рудного поля

1 — джеспериты; 2 — комплекс подстилающих пород силура — девона; 3 — рудовмещающий комплекс известняков нижнего и среднего карбона; 4 — рудоперекрывающий (экранирующий) комплекс сланцев верхнего палеозоя; 5 — пострудный комплекс четвертичных пород; 6 — оси безрудных антиклиналей; 7 — оси рудных антиклиналей; 8 — надвиги; 9 — главный рудоподводящий канал; 10 — рудораспределительные каналы (взбросы, сдвиги)

положение в стратиграфическом разрезе толщ пород района. Такие структуры определяют геологический облик телетермальных месторождений свинца и цинка, меди и других металлов, описанных выше в главе о гидротермальных месторождениях, а их иллюстрацией могут служить примеры, приведенные в настоящей главе в разделе о пластах пород, благоприятных для рудообразования.

ВНУТРИРУДНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Развитие некоторых геологических структур в период минералонакопления приводит к важным последствиям, отражающимся на условиях локализации, строении и составе как целых месторождений, так и отдельных тел полезных ископаемых. Рассмотрим их кратко по типам тектонических деформаций: складчатым, крупным разломам и трещин.

Складки. Складчатые деформации не имеют существенного значения для внутриминерализационных нарушений. В настоящее время не известны и в геологической литературе не описаны случаи изгиба пластов горных пород в процессе эндогенной рудной минерализации. Предполагается, что постмагматические месторождения полезных ископаемых формируются в основном после главных фаз складчатости. Поэтому теоретически можно представить лишь исключительный случай отслаивания пластов пород при их изгибе в складки в момент рудообразования. При этом разные зоны отслаивания, формирующиеся в последовательные стадии рудообразования, могли бы выполняться рудой разного состава.

Несколько большее, но все же не очень существенное значение имеет конседиментационная складчатость, при которой осуществляется перемещение пород в период формирования осадочных месторождений полезных ископаемых. При этом на воздымающихся антиклинальных участках мощность тел полезных ископаемых может уменьшаться до полного выклинивания, а в прогибающихся синклиналих участках она может возрастать. Известно, например, что пласты каменного угля Донецкого бассейна толще в синклиналих и тоньше в антиклинальных складках. В синклиналих мульдах Керченских железорудных месторождений мощность рудных пластов местами превышает их мощность в антиклинальных выступах в пять и даже десять раз.

Разломы. Случаев образования крупных тектонических разломов в период формирования месторождений полезных ископаемых на участках этих месторождений не отмечено. Хотя, вероятно, в ряде случаев имели место интрарудные подвижки по разрывам, являющимся рудоподводящими или рудораспределяющими каналами и образованными в дорудное время.

Трещины. Образование и развитие трещин на участках гидротермальных месторождений полезных ископаемых в процессе их формирования может привести к следующим важным последствиям: 1) образованию жил разного состава в пределах месторождения и рудного поля; 2) наращиванию жил в длину и по мощности; 3) возникновению зонального строения тел полезных ископаемых; 4) образованию рудных столбов. Все эти явления были рассмотрены выше, в главе о гидротермальных месторождениях.

ПОСЛЕРУДНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Для геосинклинальных осадочных месторождений существенное значение имеют как складчатые деформации, так и деформации с нарушением сплошности. Для эндогенных месторождений иногда значительными оказываются лишь тектонические разломы.

Складки. В складки, обычно сопровождающиеся соскладчатыми разрывами, сминаются тела полезных ископаемых осадочных месторождений. Наиболее интенсивно при этом деформируются залежи геосинклинального происхождения, менее — переходные и совсем слабоплатформенные образования. Геологический облик осадочных геосинклинальных месторождений в основном определяется складчатой структурой.

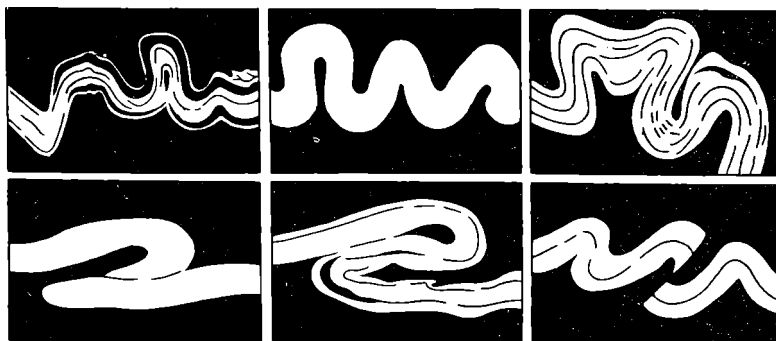


Рис. 378. Смятые в складки прожилки кварца мощностью 0,4—0,8 см, совместно с включающими их черными аргиллитами. По Л. Фирсову

Для эндогенных месторождений полезных ископаемых, формирующихся в своем подавляющем большинстве после складчатости, послерудные складки значения обычно не имеют. Однако в особых условиях могут деформироваться в складки и эндогенные тела полезных ископаемых. Так, по наблюдениям Л. Фирсова, кварцевые прожилки золотых месторождений Колымы были смяты в складки, когда они находились еще в состоянии слабо обезвоженного геля кремнезема на переходе его в опал (рис. 378). По данным Н. Семененко, складки скалывания могут деформировать тело любой формы и происхождения (рис. 379).

Разломы. Крупные послерудные разрывы нередко расчленяют и смещают тела полезных ископаемых любого происхождения. Задача изучения структуры в этом случае сводится к определению направления смещения и его масштабов, а решается она методами структурной геоло-

гни. При этом некоторые осложнения иногда возникают в связи с тем, что дорудные нарушения эндогенных месторождений могут быть приняты за послерудные. Это происходит, например, в тех случаях, когда рудоносная трещина еще до оруденения была разбита сбросами и перемещена вдоль них. Последующее оруденение трещины дает картину рудной жилы, расчлененной сбросами (рис. 380). Дорудные смещения в этом случае отличаются от послерудных в основном тем, что они редко содержат следы оруденения (рудная вкрапленность, изменение боковых пород) в отличие от послерудных нарушений, вдоль которых рудное тело растрескивается и брекчируется. Выделение дорудных смещений среди послерудных по этому признаку иногда осложняется последующими послерудными подвижками по дорудным сместителям. В этом случае они несут признаки как тех, так и других.

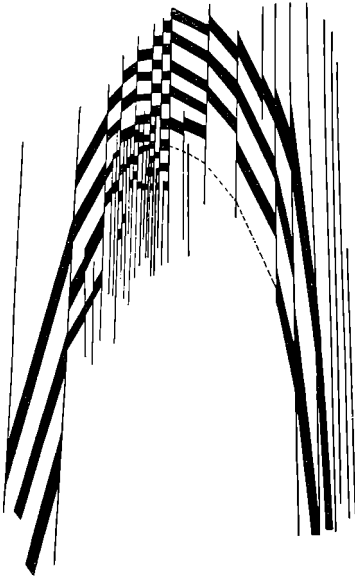


Рис. 379. Складка скальвания, деформирующая пачку рудных прослоев. По Н. Семененко

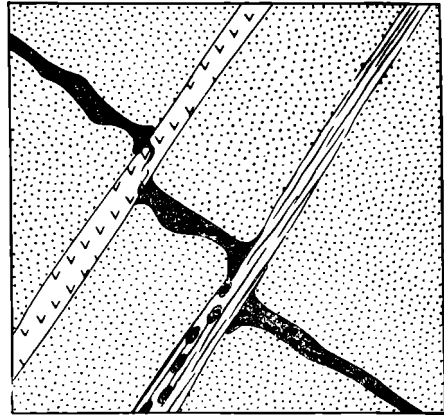


Рис. 380. Дорудные разломы, производящие впечатление послерудных. Левый дорудный разлом выполнен дайкой, в которую проникают тонкие язычки руды (черное). По правому дорудному разлому (зоне расщепления) произошло смещение в послерудное время, в связи с чем кусочки руды оказались растащенными вдоль разлома

Послерудные разрывные смещения редко проявляются в форме одиночных нарушений и чаще они представлены в виде серии разрывов, последовательно смещающих тело полезного ископаемого (рис. 381). При этом иногда подмечается выдержанная закономерность в направлении смещения, облегчающая расшифровку послерудной тектоники на месторождениях и поиски смещенных частей тел полезных ископаемых. Например, рудная жила расчленяется серией сбросов так, что при движении вдоль жилы сброшенная ее часть всегда находится справа или слева (соответственно по правилу «правой руки» или «левой руки» — рис. 382).

Радикальная деформация тел полезных ископаемых происходит при погружении их на большую глубину в зону регионального метаморфизма. В этих условиях тела полезных ископаемых вовлекаются в систему плотных сколовых и пластических деформаций, свойственных структурам метаморфических пород. При такого рода обстоятельствах тела полезных ископаемых испытывают воздействие кливажа скола и течения, сплющиваются и расщепляются вместе с вмещающими их породами.

Трещины. Послерудные трещины поражают большинство тел полезных ископаемых после образования. Изучение таких послеминерализационных трещин иногда имеет теоретический и практический смысл.

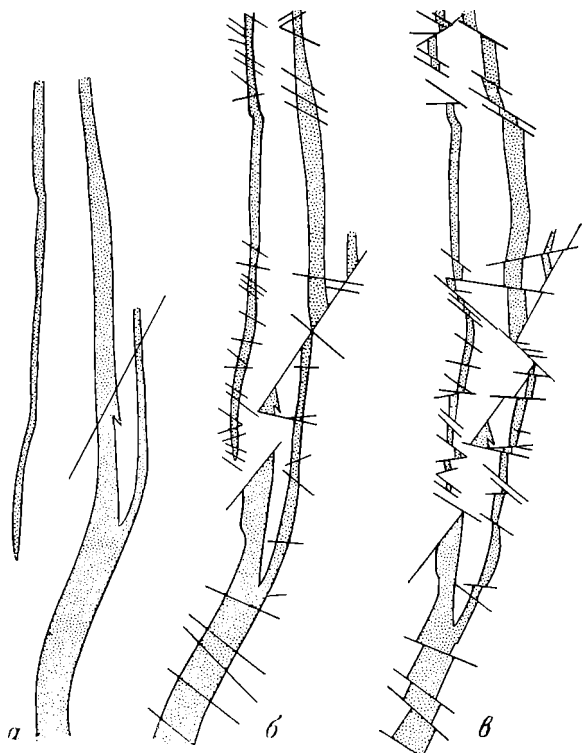


Рис. 381. Развитие послерудных нарушений, смещающих пегматитовую жилу. По В. Кузнецову

a — жила до проявления постминерализационных нарушений; *b* — она же после нарушения дизъюнктивами, выполненными кремнистыми роговиками; *v* — современная картина

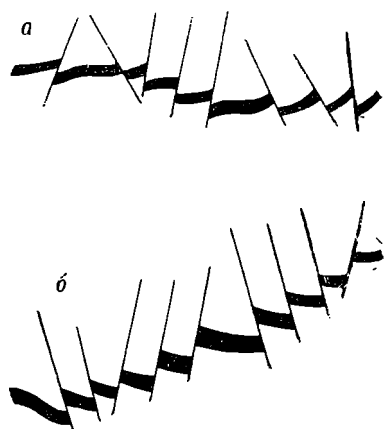


Рис. 382. Жила, смещенная послерудными сбросами

a — по закону правой руки; *b* — по закону левой руки

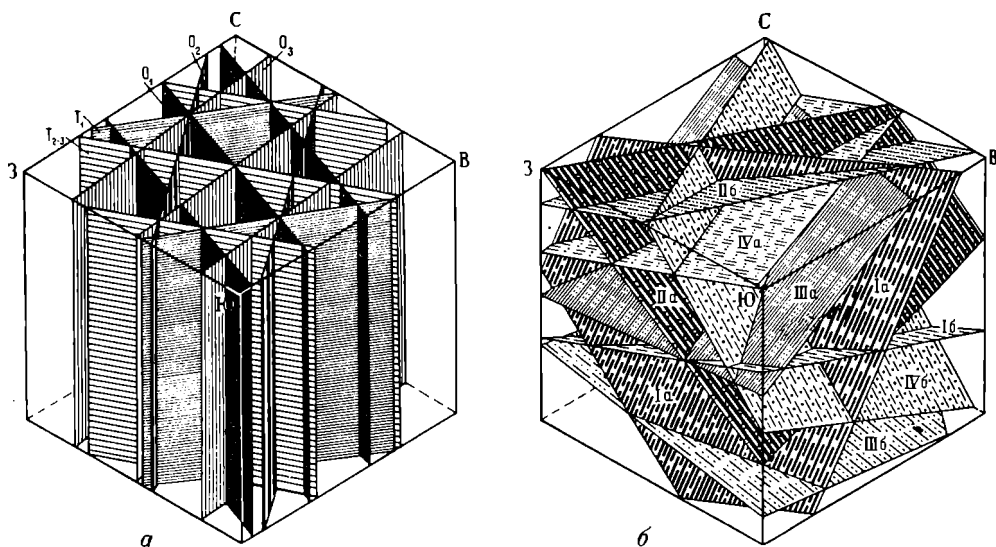


Рис. 383. Блок-диаграммы ориентировки систем трещин эндокливажа (*a*) и экзокливажа (*b*) в пластах угля Кузнецкого бассейна. По Г. Иванову

O_1 — основная 1-я; O_2 — основная 2-я; O_3 — основная 3-я; T_1 — торцовая 1-я; T_{2+3} — торцовая 2-я и 3-я; Ia и Ib — продольные; IIa и IIb — диагональные; $IIIa$ и $IIIb$ — поперечные системы трещин

Статистические исследования и сопоставление трещин в теле полезного ископаемого и вмещающих породах могут установить различие в количестве систем трещин и степени их развития для минеральных залежей и окружающих их пород. В этом случае, если во вмещающих породах наряду с повторяющимися максимумами трещин, известных в эпигенетическом теле полезного ископаемого, обнаруживаются дополнительные максимумы, создается возможность судить об изменении плана тектонических деформаций в дорудное и пострудное время, представляющее интерес для выяснения структурных условий рудообразования.

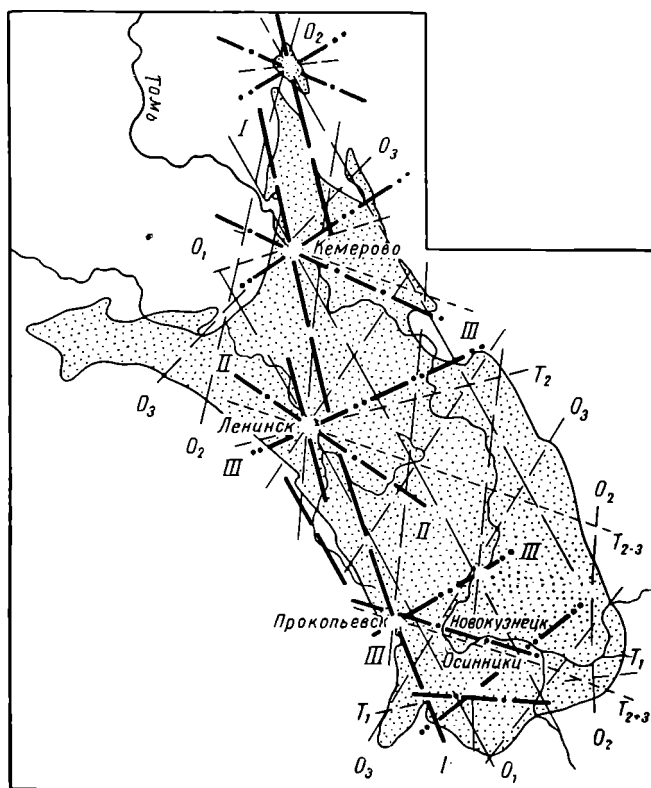


Рис. 384. Схема ориентировки трещин эндоклаважа и экзоклаважа в Кузнецком бассейне. По Г. Иванову. Условные обозначения см. рис. 383

Практическое значение изучения трещин в телах полезных ископаемых заключается в возможности определения густоты и направления раскалывания минеральной массы при добыче, важное для выбора оптимальной системы эксплуатации. При исследовании с этой целью трещиноватости в пластах угля Г. Иванов различал эндоклаваж и экзоклаваж. Трещины эндоклаважа возникли вследствие усадки угольной массы при формировании пласта (рис. 383, а). Трещины экзоклаважа формировались при последующих тектонических напряжениях (рис. 383, б). Обычно системы трещин эндоклаважа и экзоклаважа выдерживаются в своей ориентировке на больших площадях, даже в пределах крупных бассейнов (рис. 384).

ЛИТЕРАТУРА

- А ж г и р е й Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1956.
- Б е л е в ц е в Я. Н. Структурные условия образования рудных месторождений. Изд-во АН УССР, Киев, 1961.
- Б е л о у с о в В. В. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1961.
- Б е л о у с о в В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Б о р о д а е в с к и й Н. И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценки месторождений золота. Тр. ЦНИГРИ, вып. 35, 1960.
- В и р о в л я н с к и й Н. М. Выявление характера и плана деформаций при анализе структур рудных полей. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- В о л ь ф с о н Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Г з о в с к и й М. В. Физическая теория образования тектонических разрывов. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Е л и с е е в Н. А. Структурная петрология. Изд-во ЛГУ, 1953.
- К о р о л е в А. В. Структуры рудных полей и месторождений. Госиздат, Ташкент, 1962.
- К о р о л е в А. В. и Ш е х т м а н П. А. Послемагматические рудные тела и методы их геологического анализа. Госгеолтехиздат, 1954.
- К р е й т е р В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.
- Л у к и н Л. И. О применении микроструктурного анализа при изучении рудных месторождений. Изд-во АН СССР, 1955. (Тр. ИГН, вып. 162.)
- «Проблемы эндогенных месторождений». Сборник переводов, вып. 2. Изд-во иностр. лит., 1964.
- П э к А. В. Некоторые элементы структурной геологии. В сб.: «Структуры рудных полей и месторождений». Госгеолтехиздат, 1960.
- С е м е н е н к о Н. П. Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений. Изд-во АН УССР, Киев, 1946.
- «Структуры рудных полей и месторождений». Сборник, Госгеолтехиздат, 1960.
- Я к о в л е в Г. Ф. Структуры рудных районов, полей и месторождений Рудного Алтая. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. Изд-во АН СССР, 1959.
- Newhouse W. H. Ore deposits as related to structural features. Princeton, New Jersey, 1942.
- «Structural Geology of Canadian ore deposits». A symposium arranged by a committee of the geology division Canadian Inst. of Min. and Metal., 1948.
-

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Те факты, которые не укладываются в новую теорию, должны быть особенно приятны ее автору, так как они являются лучшими критиками его теории, именно они выявляют все ее слабые и недоработанные стороны и указывают ему пути для дальнейших исследований.

Ю. Билибин, 1959

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Каждому участку земной коры свойственны свои, характерные для него месторождения полезных ископаемых. Все месторождения полезных ископаемых закономерно распределены в недрах Земли, формируя провинции полезных ископаемых, находящиеся в рамках региональных тектонических подразделений земной коры. Это обусловлено тем, что как крупные тектонические подразделения земной коры, так и более дробные структурно-фациальные зоны образуются в определенной геолого-исторической последовательности, обуславливая возможность возникновения в ходе их закономерного развития строго определенных групп месторождений полезных ископаемых.

Наиболее крупными составными частями в истории развития земной коры были геосинклинали и платформы. Формирование провинций различных полезных ископаемых определялось: 1) типом геосинклиналей и платформ; 2) их геологическим возрастом; 3) полнотой проявления стадий их развития; 4) распространением в их пределах определенных магматических и осадочных формаций горных пород; 5) глубиной эрозионного среза.

Кроме этих причин, определяющих облик провинций полезных ископаемых, есть еще и другие причины специализации провинций, пока еще неясные геологам. Например, месторождения золота широко распространены в азиатской и западно-американской части планеты и лишь локально встречаются в европейской и восточно-американской части земли; оловянные месторождения на территории Советского Союза сосредоточены к востоку от меридиана оз. Байкал и т. п. Поэтому наряду с закономерностями формирования и размещения месторождений различных полезных ископаемых, улавливаемых при исследовании истории геологического развития различных секторов коры Земли, приходится дополнительно учитывать эмпирические особенности регионального распространения тех или иных видов минерального сырья, пока не поддающиеся надежному геологическому обоснованию.

Исследование закономерностей размещения полезных ископаемых представляет традиционное направление русской и советской геологической мысли. Им посвящены содержательные труды В. Обручева, Е. Ферсмана, С. Смирнова, Ю. Билибина, Х. Абдуллаева, И. Магакьяна, Е. Шаталова (рудные месторождения), И. Губкина, М. Мирчинка, И. Брода и др. (нефть), П. Степанова, И. Горского, А. Матвеева (уголь) и других известных геологов.

Однако многие стороны этого направления геологических исследований разработаны пока слабо. Отсутствует сколь-либо полный научно обоснованный анализ общих закономерностей размещения полезных ископаемых на планете в целом; отсутствует глубокая разработка геологических закономерностей размещения генетических групп месторождений

полезных ископаемых на Земле в целом, на отдельных материках, по региональным структурам и странам; все еще глубоко не изучены особенности регионального размещения многих важных видов минерального сырья и причины, обуславливающие их концентрацию в одних зонах земли в ущерб другим ее территориям, иногда сходным с первыми по геологическому строению.

Поэтому ниже будут приведены лишь некоторые сведения, касающиеся региональных геологических закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. Будут кратко описаны рудные провинции территории СССР по эпохам их образования и приведены существующие данные о региональных особенностях распространения месторождений угля и нефти. В заключение этой главы будет обращено внимание на карты прогноза распространения полезных ископаемых, призванные раскрывать закономерности их размещения и служащие научной базой для постановки геологопоисковых работ.

РУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ ТЕРРИТОРИИ СССР

Ниже будет приведена весьма сжатая характеристика главных рудных провинций территории Советского Союза и сведения об общей эволюции магматизма и эндогенного рудообразования в нашей стране от древнейших до самых юных эпох.

Выделение рудных провинций. В основу разделения длительного процесса рудообразования в недрах Земли положено представление о рудных эпохах и их стадиях, поэтому металлогеническое районирование территории страны на рудные провинции можно произвести по принципу оконтуривания площадей развития месторождений определенной эпохи. На территории СССР в той или иной степени проявлено оруденение семи металлогенических эпох: альпийской, киммерийской, герцинской каледонской, байкальской, протерозойской и архейской (или архейских).

Однако эндогенное оруденение последующих металлогенических эпох, будучи эпигенетическим по отношению к оруденению предшествующих эпох, накладывается на площади распространения ранее образованных месторождений, создавая зоны развития месторождений разного возраста. Поэтому рудные провинции складчатых зон уместно определять на основе выделения площадей распространения месторождения завершающей эпохи оруденения. В этом случае в их пределах будут намечаться зоны распространения предшествующего и наложенного на него молодого оруденения, которые возможно оконтуривать отдельно. Площади распространения молодого постплатформенного оруденения, наложенного на участки древних платформ, целесообразно отмечать особо.

По этому принципу среди площадей распространения эндогенного оруденения на территории СССР выделяются следующие провинции:

I. Альпийские: 1) Дальний Северо-Восток, 2) Кавказ, 3) Карпаты; к ним принадлежит также Копет-Даг; узкую зону альпийского оруденения Дальнего Востока удобнее охарактеризовать вместе с киммерийской провинцией Забайкальско-Приморской области.

II. Киммерийские: 1) Забайкальско-Приморская (Монголо-Охотский пояс с его Приморским ответвлением).

III. Герцинские: 1) Урал, 2) Казахстан, 3) Средняя Азия; к ним относятся также Донбасс, Новая Земля, Таймыр, Томь-Кольванская зона.

IV. Каледонские: 1) Западный Саян, 2) Алтае-Саянская область.

V. Байкальские и протерозойские: 1) Сибирская платформа с ее древним обрамлением, 2) Русская платформа с ее Балтийским и Украинским щитами.

Схема металлогенического районирования территории СССР, составленная по изложенному принципу на основе тектонической карты

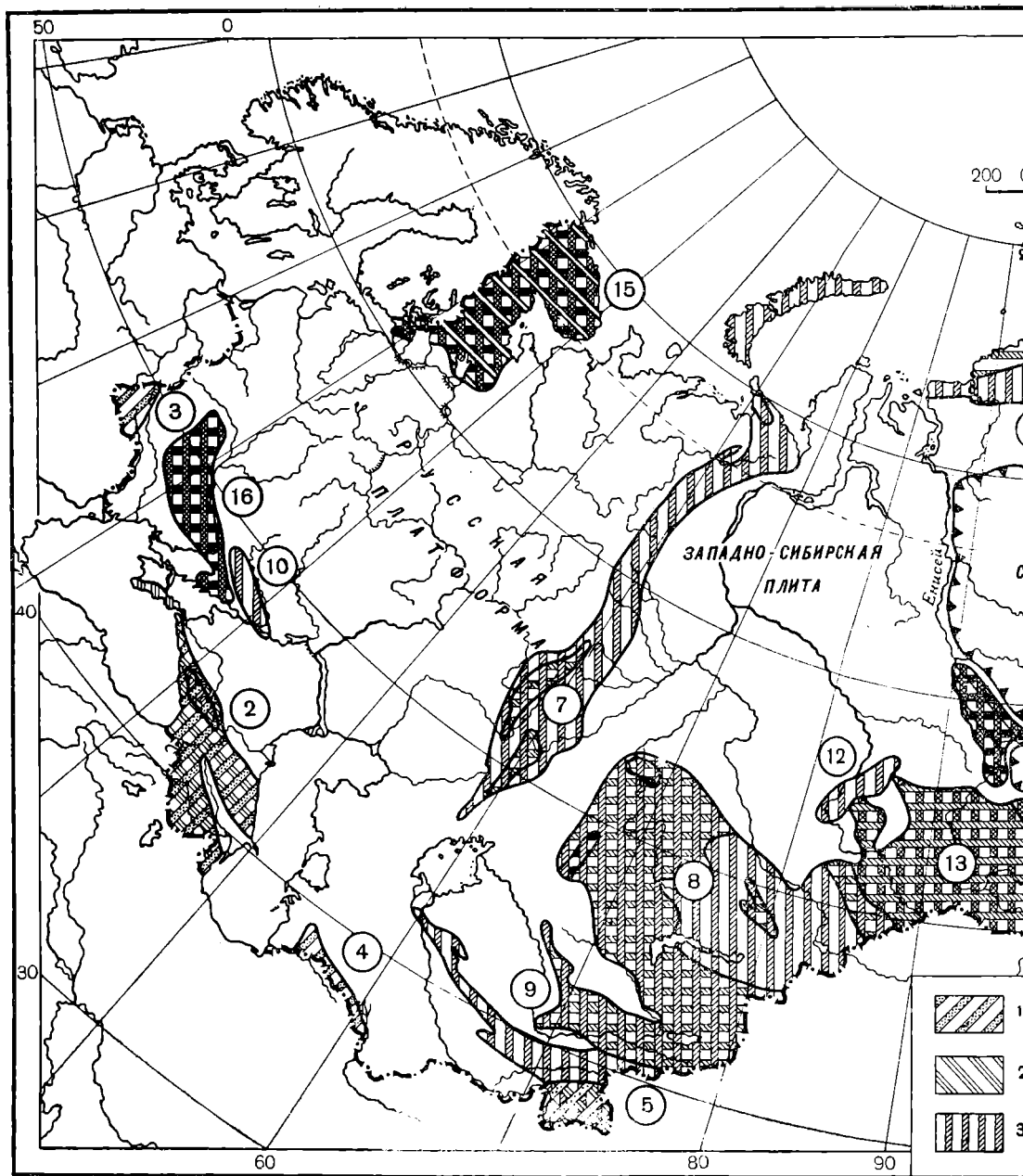
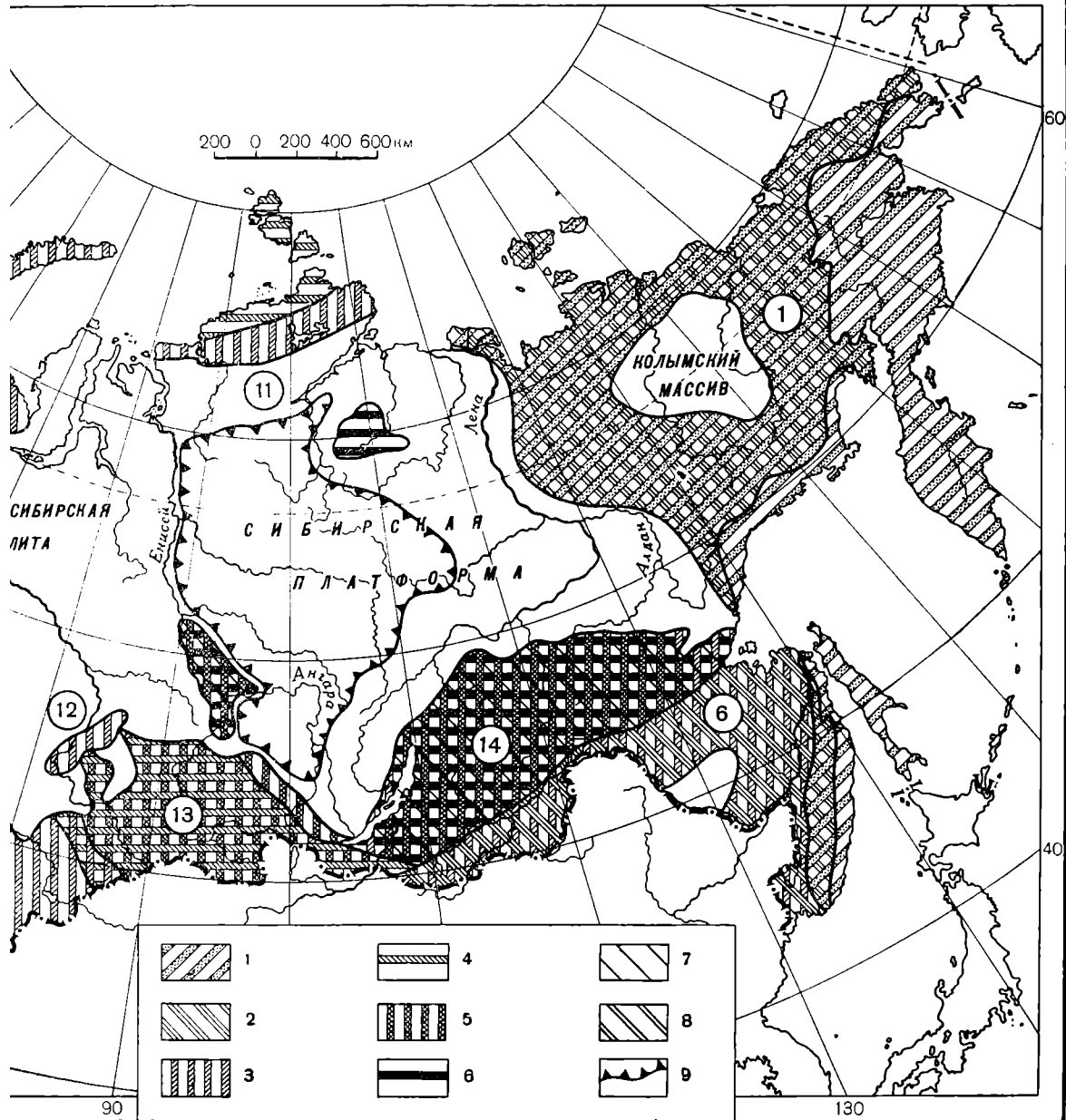


Рис. 385. Схема металлогенического района

Области распространения месторождений различных металлов: 1 — альпийская, 2 — киммерийская, 3 — герцинская, 4 — каледонская, 5 — протерозойская, 6 — архейская металлогенических эпох для платформ; 7 — киммерийская, 8 — герцинская, 9 — Альпийские: 1 — Дальний Северо-Восток, 2 — Кавказ, 3 — Карпаты, 4 — Копет-Даг, 5 — Памир, киммерийская Азия, 10 — Донбасс, 11 — Таймыр, 12 — Томь-Колыванская зона; каледонские: 13 — Алтае-Саянская, 14 — Алтай, 15 — Тунгусская, 16 — Украинский щит



аллогенического районирования территории СССР.

азличных металлогенических эпох геосинклинальных циклов: роторовской, 6 — архейская. Области распространения месторождений различных эя, 8 — герцинская, 9 — область распространения траппов. Рудные провинции (цифры в кружках): Цаг, 5 — Шампр; киммерийские: 6 — Забайкальско-Приморская; герцинские: 7 — Урал, 8 — Казахстан, 9 — Среднее; 13 — Алтай-Саянская зона; протерозойские: 14 — южная часть Сибирской платформы, 15 — Балтийский щит, 16 — Украинский щит

Н. Шатского, показана на рис. 385. Из этой карты следует, что площади исключительного распространения месторождений завершающей металлогенической эпохи совпадают с комплексами пород соответствующего геологического цикла. Но там, где в пределах складчатых областей находятся комплексы пород предшествующих циклов геологического развития, это оруденение перекрывает зоны распространения более древних месторождений. В таких случаях возникают площади полициклического оруденения. В Советском Союзе все рудные провинции, перекрывающие целые складчатые области или их крупные части, относятся к полициклическим. Если учитывать только решающие эпохи оруденения, то можно выделить провинции бициклические и трициклические.

К бициклическим относятся провинции Дальнего Северо-Востока (с месторождениями киммерийской и альпийской эпох), Забайкальско-Приморские (с месторождениями герцинской и киммерийской эпох), Казахстана, Средней Азии и Урала (с месторождениями каледонской и герцинской эпох), Алтае-Саянской складчатой области (с месторождениями протерозойской и каледонской эпох).

К трициклическим относятся Кавказ (с месторождениями герцинской, киммерийской и альпийской эпох), а также рудные провинции Балтийского щита, Русской платформы и Сибирской платформы; в пределах Балтийского щита известны значительные месторождения архейской, протерозойской и герцинской эпох, а на Сибирской платформе распределены месторождения архейской, протерозойской (байкальской) и киммерийской эпох.

Учет менее существенного оруденения может увеличить количество эпох почти для всех вышеперечисленных провинций. Например, на Дальнем Северо-Востоке имеются незначительные рудопроявления герцинской эпохи, в Забайкалье и Приморье — каледонской эпохи, на Кавказе, в Казахстане, Средней Азии и на Урале, помимо каледонских и герцинских месторождений, известны протерозойские и байкальские и т. п. Для вышеприведенной общей схемы регионального металлогенического районирования территории СССР они не приняты во внимание.

Соотношение между предшествующими складчатыми комплексами, связанными с ними интрузиями, месторождениями и геологическими образованиями последующего цикла развития может быть различным.

Во-первых, на тектонически расчлененных площадях складчатой области предшествующего цикла развития может возникнуть новая молодая геосинклинальная система (например, киммерийская геосинклиналь Монголо-Охотского пояса, возродившаяся на месте герцинской складчатой области).

Во-вторых, геосинклинальный режим последующего цикла развития может продолжаться в рамках незавершенной складчатости предыдущего цикла (например, Зайсанская герцинская геосинклиналь Восточного Казахстана, завершившая формирование недоразвитой каледонской геосинклинали).

В-третьих, может произойти захват складчатых структур, интрузивных комплексов и связанных с ними месторождений предшествующего цикла развития тектоническими деформациями и интрузиями последующего цикла при сохранении переходного к платформенному или платформенного режима (например, Верхояно-Чукотская складчатая область Дальнего Северо-Востока в альпийский цикл развития).

ГЛАВНЕЙШИЕ РУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ СССР

В соответствии с вышеуказанными принципами металлогенического районирования на территории СССР были выделены альпийские, киммерийские, герцинские, каледонские и рифейско-протерозойские рудные провинции.

Альпийские провинции являются типичными для Дальнего Северо-Востока и Кавказа; менее значительны Карпаты, Копет-Даг и Памир.

Дальний Северо-Восток. На тектонических картах СССР здесь выделяется Верхояно-Колымская киммерийская и Корякско-Камчатская альпийская складчатые области. С точки зрения времени формирования эндогенных рудных месторождений вся эта провинция относится к области развития альпийского оруденения, перекрывающего киммерийское оруденение в ее западной части. Следовательно, эта провинция принадлежит к бициклическим металлогеническим провинциям с развитием в ее пределах месторождений киммерийской и альпийской эпох.

Киммерийский цикл геологического развития этой области отличается отсутствием рудных месторождений ранней стадии и формированием их в связи с гранитными интрузиями средней и поздней стадии развития. В среднюю стадию киммерийского цикла в период верхнеюрской складчатости, согласно Ю. Билибину, были сформированы два интрузивных комплекса: так называемый предбатолитовый комплекс малых интрузий кварц-альбитового состава и батолитовый комплекс гранитных интрузий колымского типа.

С первым комплексом многие геологи связывают знаменитое золотое оруденение Северо-Востока, хотя другие исследователи считают, что золотые месторождения формировались и позднее. Со вторым комплексом ассоциировано грейзеновое оловянное и сопутствующее ему вольфрамовое, отчасти молибденовое, мышьяковое и свинцово-цинковое оруденение.

Альпийский цикл развития на Северо-Востоке не распадается на классические стадии геосинклинальной истории. Но в его рамках, по данным В. Матвеевко и Е. Шаталова, можно выделить три этапа внедрения магматических пород: предверхнемеловые гранодиориты охотского типа, верхнемеловые — палеоценовые аляскиты омсукчанского комплекса и малые тела в основном гранодиоритов неогенового времени. С первыми связаны молибденовые месторождения, со вторыми — силикатно-касситеритовые оловянные, а также вольфрамовые и полиметаллические образования, а к третьему по времени формирования тяготеют месторождения ртути.

Из-за полного или частичного перекрытия площадей развития перечисленных пяти комплексов изверженных пород и связанных с ними месторождений вполне отчетливой региональной зональности в их распределении на территории Северо-Востока не намечается. Однако по преобладающему развитию месторождений определенных металлов в ее пределах можно выделить четыре зоны (рис. 386). Западная Яно-Индигирско-Колымская зона характеризуется развитием золотого и оловянного оруденения. Рудоносность протяженной северной зоны в основном определяется спорадическими полями оловянных руд, а также золота. Вдоль Охотско-Чаунского вулканогенного пояса вытянута широкая и протяженная полоса молибденового оруденения. С Корякско-Камчатской складчатой областью совпадает субпровинция ртутных руд.

Кавказ. На территории Большого и Малого Кавказа известны эндогенные месторождения каледонской, герцинской, киммерийской и альпийской эпох.

Каледонское оруденение проявлено в пределах западной части Передового и Главного хребтов Большого Кавказа, а также на Малом Кавказе. С ранним нижнепалеозойским основным магматизмом каледонского цикла развития связаны медноколчеданные месторождения и мелкие проявления хромовых и никелевых руд. К более поздним гранито-гнейсам приурочены единичные пегматиты и высокотемпературные кварцевые жилы с касситеритом, молибденитом, шеелитом, арсенопиритом и золотом.

С начальными основными эффузивами и интрузивами герцинского цикла возраста девона — нижнего карбона вновь связаны медноколче-

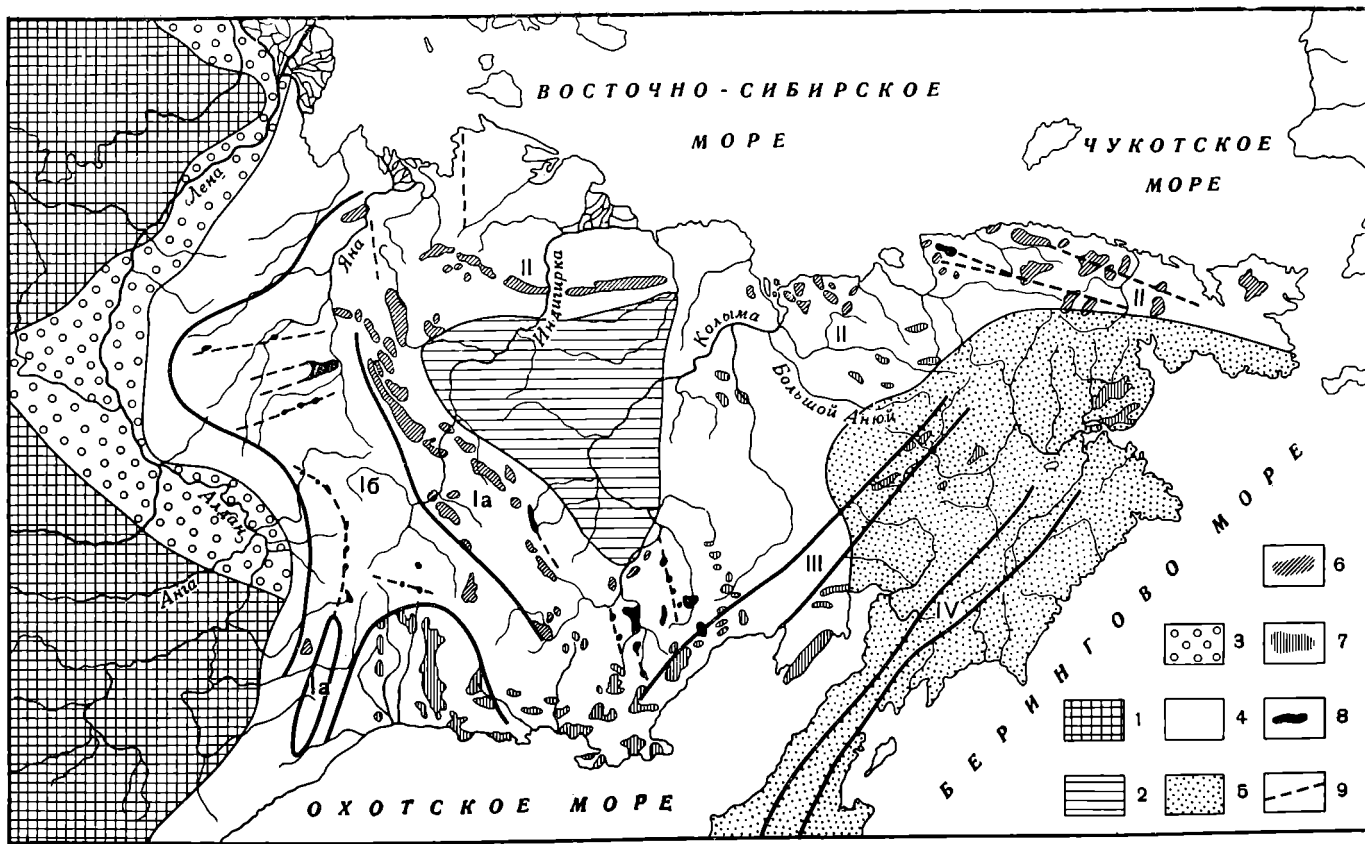


Рис. 386. Схема магматизма и металлогении Северо-Востока СССР

1 — Сибирская платформа; 2 — Колымский массив; 3 — Верхоянский краевой прогиб; 4 — Верхояно-Чукотская область киммерийской складчатости; 5 — Керрикская и Камчатская области альпийской складчатости; 6 — Колымские складчатые батолитические массивы преимущественно калиевых гранитов (верхнеюрских); 7 — Охотские постскладчатые массивы преимущественно гранодиоритового состава (нижний — верхний мел); 8 — постскладчатые массивы преимущественно ультракислых (или гибридных) гранитов омулчанского типа (верхний мел — палеоцен); 9 — разрывы, контролирующие интрузивы омулчанских гранитов. 1а — золотой пояс Западной субпровинции; 1б — оловянный пояс Западной субпровинции; II — золото-оловянный пояс Северной субпровинции; III — молибденовый пояс Восточной субпровинции; IV — ртутный пояс Крайне-восточной субпровинции

данные месторождения, а также рудопроявления титаномагнетитов, хрома и пикеля. С гранитами главных фаз герцинской складчатости среднекарбонового возраста связаны незначительные пегматиты, грейзены, кварцевые и кварц-турмалиновые жилы с касситеритом, шеелитом, молибденитом и арсенопиритом. С завершающими этот цикл малыми интрузиями гранитпорфиров и кератофиров верхнего карбона — перми ассоциированы свинцово-цинковые месторождения западной части северного склона Большого Кавказа.

Широко проявлен киммерийский цикл эндогенного оруденения. С толщами кератофировых и спилит-кератофировых пород лейаса и байоса на Малом Кавказе и в Закавказье связаны колчеданные месторождения. Кроме того, известны убогие проявления пирротинового, титаномагнетитового и хромитового оруденения в габбро и ультрабазитах. Интрузии гипабиссальных гранитов средней стадии обязано скарновое оруденение Тырны-Ауза с шеелитом и молибденитом, а также небольшие гидротермальные месторождения арсенопирита и молибденита. Наконец, к завершающей стадии малых интрузий гранодиоритов, кератофиров и альбитофиров относят предкелловейское полиметаллическое оруденение Садоно-Унальской группы, бариты Закавказья, медные и полиметаллические месторождения Дамблуда и Кафана.

Центр тяжести эндогенного оруденения альпийского цикла был смещен на Малый Кавказ, хотя альпийские месторождения известны и на Северном Кавказе. С вулканогенной свитой начальной стадии этого цикла (верхний мел) связаны известные серно- и медноколчеданные месторождения Сомхито-Кафанской зоны. К последующим кварцевым диоритам, гранодиоритам и сиенито-диоритам предсеноманской магматической серии приурочены редкие месторождения скарнов с рудами железа и кобальта (Дашкесан), а также медно-молибденовые и молибденовые месторождения Мисхано-Зангезурской зоны. В связи с наиболее поздними третичными малыми интрузиями гранодиоритов, дацитов, альбитофиров на Кавказе известны гидротермальные месторождения свинца и цинка, сурьмы и ртути, золота, мышьяка (простые сульфиды) и других металлов.

Региональные закономерности эндогенного оруденения намечены для многих районов Кавказа и этой провинции в целом. С севера на юг выделяется восемь металлогенических зон. В первой зоне Предкавказья сосредоточены полиметаллические месторождения поздних стадий герцинского и киммерийского циклов. Во второй зоне Передового хребта находится пояс колчеданных месторождений палеозойского возраста и спорадические молибдено-вольфрамовые месторождения киммерийской эпохи. В третьей зоне западной части Главного хребта размещены пегматитовые, грейзеновые и кварцжилные рудопроявления редких металлов (молибден, олово, вольфрам) каледонского и герцинского циклов. В четвертой зоне Закавказья находятся редкометальные и барито-полиметаллические месторождения и рудопроявления киммерийской и альпийской эпох (рис. 387).

Пятая зона, соответствующая Курпнской депрессии, эндогенных месторождений не содержит.

Шестая, или Сомхито-Карабахская, зона образует колчеданный пояс мезозойско-кайнозойских эффузивов Малого Кавказа. Седьмая, или Севано-Курдистанская, зона гипербазитовых интрузий ранней стадии, осложненных малыми гранитоидными интрузиями поздней стадии альпийского цикла, несет мелкие рудопроявления хромовых и титаномагнетитовых руд с примесью платины, никеля, кобальта и ванадия, а также спорадические скопления золотых (с висмутом и теллуrom) и сурьмяно-ртутных руд. Восьмая, или Мисхано-Зангезурская, зона синскладчатых олигоцен-миоценовых гранитоидов характеризуется развитием медных, медно-молибденовых и молибденовых месторождений (рис. 388).

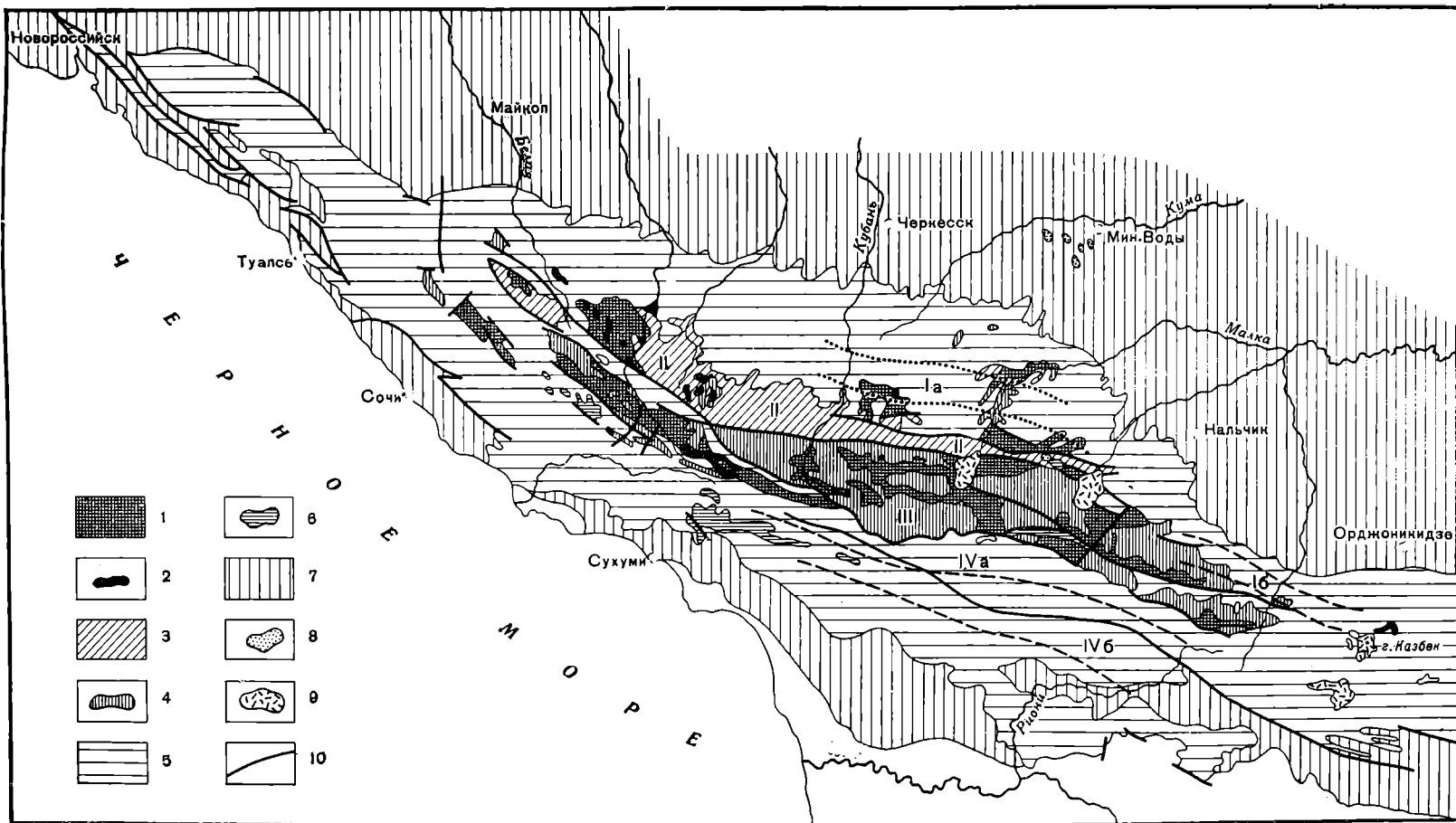


Рис. 387. Схема размещения главных рудных зон Большого Кавказа

1 — каледонский комплекс; 2 — каледонские интрузии; 3 — герцинский комплекс; 4 — герцинские интрузии; 5 — киммерийский комплекс; 6 — киммерийские интрузии; 7 — альпийский комплекс; 8 — альпийские интрузии; 9 — четвертичные лавы; 10 — разломы, Ia — зона палеозойских полиметаллических месторождений; II — зона мезозойских полиметаллических месторождений; III — зона месторождений редких металлов Главного хребта; IVa — зона месторождений редких металлов Рачи и Абхазии; IVб — зона полиметаллических месторождений Закавказья

К а р п а т ы. Магматические образования и ассоциированные с ними эндогенные месторождения в Советских Карпатах принадлежат к альпийскому циклу развития и разделяются Е. Малеевым на три группы: 1) геосинклинальную (мел — палеоген), 2) полуплатформенную (заклЮчительная стадия геосинклинального развития в неогене), 3) платформенную (плиоцен — антропоген).

Геосинклинальный магматизм первой группы представлен лавами диабазового и спилитового состава. Полуплатформенные (орогенные) породы образовались в четыре фазы: 1) низы верхнего тортон — бурдигал; 2) нижний сармат — верхний тортон; 3) нижний левантин; 4) верхний левантин. Они состоят из стратовулканов, гипабиссальных массивов

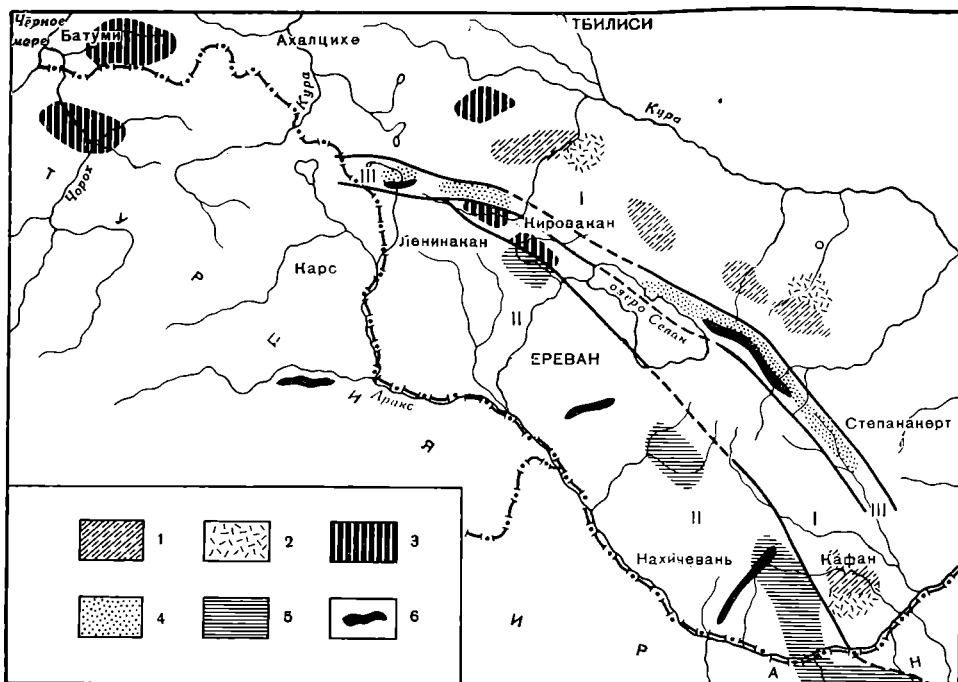


Рис. 388. Схема размещения главных рудных зон Малого Кавказа. По И. Магакьяну и С. Мкртчяну

Киммерийская металлогения: 1 — колчеданное оруденение раннего этапа; 2 — скварловое и гидротермальное оруденение среднего этапа. Альпийская металлогения: 3 — колчеданное оруденение раннего этапа; 4 — хромитовое оруденение раннего этапа; 5 — медно-молибденовое оруденение среднего этапа; 6 — золото-ртутно-сурьяно-мышьяково-оруденение позднего этапа. Структурно-металлогенические зоны: I — Сомхито-Карабахская; II — Мисхапо-Зангезурская; III — Севано-Курдистанская

и даек липаритов, дацитов, андезитов и базальтов. Платформенный магматизм проявился в форме экструзий и трубок взрыва андезито-базальтов (бужорская свита).

В Советских Карпатах известно четыре типа оруденения. С геосинклинальным магматизмом связана мышьяково-сурьяная минерализация, с первыми тремя фазами полуплатформенного магматизма ассоциируется полиметаллическое оруденение, с четвертой фазой этого периода совпадает теллуру-висмутовая минерализация, а платформенному этапу отвечает формирование ртутных месторождений Закарпатья.

Месторождения и рудопроявления всех типов сосредоточены в пределах четырех зон, вытянутых вдоль стыка областей различного тектонического режима, отличающихся как знаками, так и скоростью тектонических движений, приведших к развитию по их границам крупных продольных разломов (рис. 389).

К о п е т - Д а г. Горная цепь Копет-Дага, возвышающаяся на юге Туркменской ССР вдоль ее границы с Ираном, представляет собой молодое складчатое сооружение, возникшее во второй половине третичного периода на месте существовавшей в течение юрского, мелового и палеогенового времени геосинклинального прогиба. Во вскрытой эрозией части разреза в пределах СССР Копет-Даг в основном сложен меловыми и третичными отложениями, из-под которых в размытых ядрах антиклиналей местами выступают верхние горизонты верхней юры. Металлогения Копет-Дага,

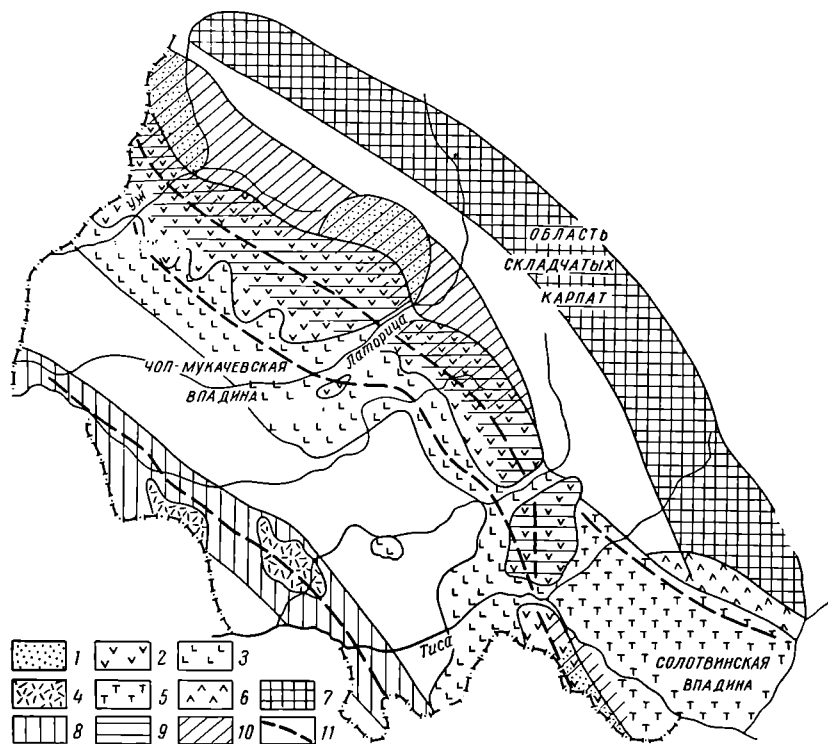


Рис. 389. Схема вулканизма и оруденения в Закарпатье. По Е. Малееву

1 — области малых интрузий и эктрузий; 2 — вулканические образования IV фазы вулканизма; 3 — вулканические образования III фазы вулканизма; 4 — вулканические образования II фазы вулканизма (Чоп-Береговская вулканическая структурно-фациальная зона); 5 — вулканические образования I фазы вулканизма; 6 — спилитовые и офиолитовые образования; 7 — Черноголово-Дроговская мышьяково-сурьмяная рудная зона; 8 — Чоп-Береговская свинцово-цинковая рудная зона; 9 — Выгорлат-Гутинская теллуру-висмутовая рудная зона; 10 — Дубриничи-Оленево-Вышковская ртутная рудная зона; 11 — предполагаемое положение структурных швов

так же как и Карпат, в основном определяется молодым альпийским ртутным оруденением. Здесь известна серия проявлений и два небольших месторождения ртутных руд. Последние представляют собой кальцитовые жилы с киноварью, приуроченные к разломам в песчаниках нижнего мела.

П а м и р. Это типичная полициклическая провинция, в пределах которой хотя и нет значительных месторождений, но имеется серия рудопроявлений, сформированных в широком интервале времени от палеозоя, а может быть и древнее, до третичного периода включительно. По данным Н. Морозенко, здесь можно наметить четыре возрастных группы эндогенных месторождений и рудопроявлений.

К первой, по-видимому, наиболее древней группе принадлежат месторождения флогопита, горного хрусталя в пегматитах и ляпис-лазури, находящиеся среди глубокометаморфизованных толщ Юго-Западного Памира; время формирования этих месторождений неопределенно, хотя оно вряд ли моложе герцинской эпохи.

Ко второй группе относятся рудопроявления герцинской эпохи. С интрузиями ультраосновных и основных пород ранней стадии герцинского цикла связаны месторождения асбеста. С последующей интрузией гранодиоритов ассоциируются проявления магнетит-пирротинового и шелитового оруденения. С завершающей интрузией альбитовых гранитов связана золотоносность Памира.

К третьей группе принадлежат гидротермальные месторождения горного хрусталя, связанные с язгулемским гранитным комплексом киммерийского цикла.

К четвертой, наиболее юной, группе относятся гидротермальные рудопроявления полиметаллического состава, ассоциированные с альпийскими гранитами Юго-Восточного Памира, кварцевые жилы с молибденитом и мелкие скопления скарнов с магнетитом, гематитом и сульфидами. В эту же группу входит телетермальное рудопроявление вкрапленных свинцово-цинковых руд в доломитизированных известняках верхнего мела Иокуньж в Дарвазе.

Киммерийская провинция. К этой провинции относится Забайкальско-Приморская провинция.

З а б а й к а л ь с к о - П р и м о р с к а я п р о в и н ц и я. Положение этой провинции соответствует Монголо-Охотской складчатой области с южной Приморской ветвью. В истории геологического развития и формирования ее рудных месторождений намечается три цикла: герцинский, киммерийский и альпийский. Площадь распространения герцинских комплексов пород и сопровождающих их месторождений расположена в основном к западу от Центральной зоны хребта Сихотэ-Алинь. Она полностью перекрывается площадью развития киммерийских месторождений, распространяющейся несколько далее к востоку до Приморской зоны Сихотэ-Алиня.

В Центральной зоне Сихотэ-Алиня, а спорадически и западнее ее, территория распространения киммерийских месторождений в свою очередь перекрывается областью формирования альпийских месторождений, протягивающейся далее к востоку с захватом Приморской зоны Сихотэ-Алиня, Сахалина и Курильской гряды. При наличии в пределах рассматриваемой территории месторождений трех циклов геологического развития она тем не менее относится к бицикличным рудным провинциям, так как здесь совмещаются площади распространения месторождений либо герцинского и киммерийского (на западе), либо киммерийского и альпийского циклов (на востоке).

Значительных месторождений ранней стадии герцинского цикла в пределах описываемой провинции не обнаружено. Со средней стадией, отвечающей посленижнекарбоновой складчатости, связано внедрение гранодиоритов и следующих за ними гранитов, которым сопутствуют, с одной стороны, скарны с магнетитом, а с другой — гидротермальные месторождения олова, золота, молибдена и флюорита.

В киммерийскую эпоху также произошли две гранитоидные интрузии, но внедрившиеся в обратной последовательности. Со среднекиммерийскими гранитами среднеюрского возраста ассоциируются пегматиты, кварц-грейзеновые и кварцевые образования с оловом, вольфрамом и другими редкими металлами. С верхнекиммерийскими умеренно кислыми гранитоидами нижнемелового возраста связаны месторождения свинца и цинка, золота, молибдена и мышьяка (арсенопирита).

Многофазная интрузия альпийских диоритов, гранитов и гранит-порфиров сопровождалась образованием гидротермальных месторождений полиметаллических, оловянных, золотых, киноварь-антимонит-ферберитовых, ртутных и флюоритовых руд.

В некоторых частях Забайкальско-Приморской провинции различные месторождения иногда бывают достаточно строго распределены по обособленным зонам. Типично в этом отношении Восточное Забайкалье, где еще

С. Смирнов намечил три рудных пояса. При последующих исследованиях В. Козеренко и других геологов было установлено, что центральный пояс вольфрамо-оловянного оруденения приходится на внутреннюю зону киммерийской геосинклинали, северный пояс золотых и молибденовых руд приурочен к северной периферической, а южный пояс полиметаллических руд — к южной периферической зоне этой геосинклинали (рис. 390).

В Южном Приморье Е. Радкевич выделяет с запада на восток следующие рудные пояса: 1) западный — с палеозойской и наложенной мезозойской (киммерийской) минерализацией; 2) центральный — с киммерийской и наложенной третичной (альпийской) минерализацией; 3) восточный — с киммерийской и альпийской минерализацией (рис. 391).

Герцинские провинции. В пределах СССР весьма значительны. К ним принадлежат Урал, Казахстан и Средняя Азия, а также Таймыр, Томь-Колыванская зона и Донбасс.

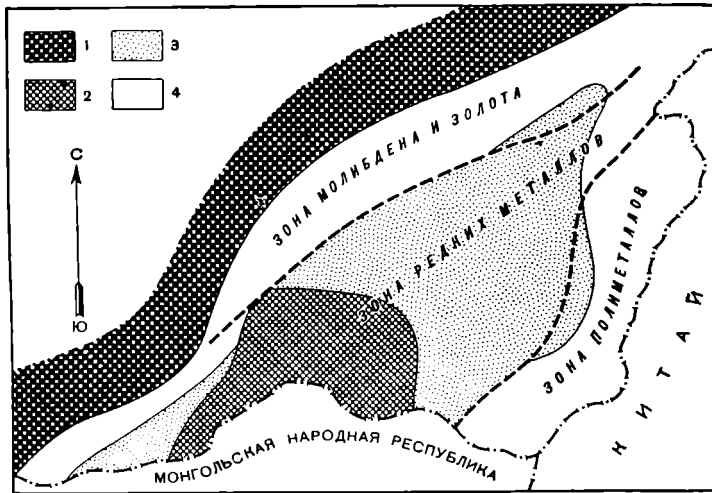


Рис. 390. Схема региональной зональности в размещении рудных месторождений Восточного Забайкалья

1 — область домезозойской складчатости; 2 — Агинский массив; 3 — центральная часть мезозойской геосинклинали; 4 — краевые части мезозойской геосинклинали

У р а л. На Урале могут быть выделены эндогенные месторождения архейско-протерозойской, каледонской и герцинской металлогенических эпох.

Архейско-протерозойское оруденение представлено метаморфогенными рудопроявлениями железных руд, а также мелкими выделениями касситерита и других минералов в пегматитах.

На ранней стадии каледонского цикла, охватывающей период времени от рифея до нижнего кембрия включительно, в связи с интрузией габбро были сформированы древние месторождения ильменит-магнетитовых руд кусинского типа. С калиевыми гранитами средней стадии этого цикла, приходящейся на кембрий — нижний ордовик, ассоциируют незначительные месторождения и рудопроявления молибдена, олова, висмута.

Для герцинского цикла на Урале, точно так же как и для каледонского, крайне характерна ранняя стадия развития, охватывающая широкий интервал от ордовика до верхнего девона — нижнего карбона. В интрузивах перидотитовой магмы этой стадии залегают известные магматические месторождения хромитов, в массивах габброидной магмы — месторождения титаномагнетитовых руд, а с плагиигранитами и сиенитами связаны скарновые месторождения железных и медных руд. С вулканоген-

ной серией спилито-кератофиров и альбитофиров ассоциируются серно- и медноколчеданные месторождения.

В среднюю стадию, отвечающую основным фазам герцинской складчатости каменноугольного периода и нижней перми, внедрились гранодио-

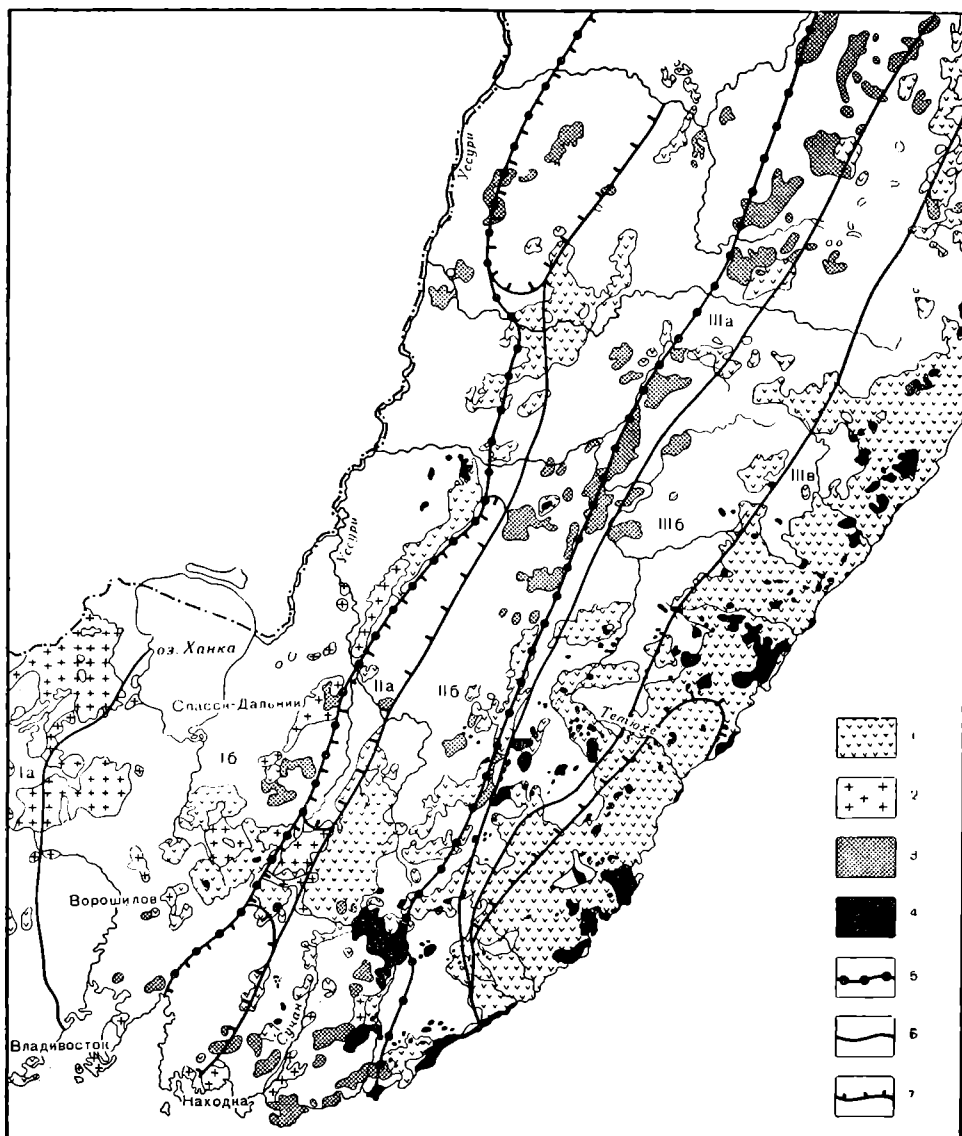


Рис. 391. Схема металлогенического районирования Южного Приморья. По Е. Радкевич

1 — верхнемеловые и третичные эффузивы; 2 — граниты палеозойские; 3 — граниты мезозойские (юрские и верхнемеловые) и частью, возможно, третичные; 4 — гранитоиды третичные; 5 — границы тектонических структур: прогибов и поднятий. Рудные пояса и металлогенические зоны: I — Западный рудный пояс с палеозойской и наложенной мезозойской минерализацией (Iа — пограничный золотосносный пояс, Iб — область Ханкайского древнего массива с палеозойской редкометальной минерализацией); II — центральный рудный пояс с мезозойской и наложенной третичной минерализацией (IIа — Даубихинская оловоносная металлогеническая зона, IIб — Улахинская олово-вольфрамо-золоторудная металлогеническая зона); III — восточный рудный пояс с мезозойской и третичной минерализацией (IIIа — Сидатунская олово-вольфрамо-золоторудная подзона, IIIб — Сихотэ-Алинская оловорудная подзона, IIIв — Прибрежная олово-полиметаллическая подзона)

риты и граниты, а также последующие аляскисты. Интрузия доминирующих гранодиоритов и умеренно кислых гранитов сопровождалась формированием месторождений золотых руд. Локально проявленным аляски-

товым гранитам соответствуют пегматиты и грейзены с драгоценными камнями и редкими металлами, а также гидротермальные рудопроявления вольфрамовых руд.

Поздняя, пермская стадия герцинского цикла на Урале заглушена, но ей может быть отвечают спорадические рудопроявления барита, флюорита, золото-сурьмяных и кварц-золото-ртутных руд.

Поперечное сечение Урала, согласно А. Пронину и другим, представляет собой чередование вулканогенных трогов с гранитоидными поднятиями, разделенных глубинными разломами, контролирующими цепи интрузивов перидотитовой и габбровой магмы. Такому отчетливому зональному тектоническому строению Урала отвечает не менее четкая региональная зональность в размещении эндогенных месторождений. В вулканогенных прогибах — зеленокаменных поясах Урала сосредоточены колчеданные руды и скарновые месторождения железа и меди. В зонах поднятий с развитием гранитов находятся месторождения золота, редких металлов и драгоценных камней. К цепям гипербазитов и базитов, разделяющих прогибы и поднятия, приурочены магматические месторождения хромитов и титаномагнетитов, платины и платиноидов.

К а з а х с т а н. Казахстан представляет типичную бициклическую область распространения каледонских и герцинских эндогенных месторождений.

Каледонский цикл развития с его структурами, изверженными породами и месторождениями проявлен преимущественно в западной части Казахстана. В его раннюю стадию, характеризующуюся накоплением спилито-кератофировых толщ и связанных с ними комагматических основных и кислых интрузий, были сформированы золотосодержащие колчеданные месторождения. В среднюю стадию произошло внедрение силурийских гранитов и образование мелких кварц-грейзеновых рудопроявлений с касситеритом и шеелитом. Поздняя стадия характеризуется образованием малых интрузий девонского времени и кварц-золотых месторождений. Таким образом, для каледонской металлогенической эпохи в Казахстане типичны месторождения золота.

Герцинский цикл развития в Западном и Центральном Казахстане протекал в обстановке, переходной от геосинклинальной к платформенной, в Восточном Казахстане — в условиях геосинклинального режима. Несмотря на существенные геологические различия, во всех частях Казахстана в течение этого цикла происходили синхронные и весьма сходные по составу интрузии и сопровождающие их оруденения.

В раннюю стадию произошло внедрение мелких массивов ультраосновных и основных пород с образованием локальных скоплений хромита, заметно не влияющих на металлогенический облик провинции.

В среднюю стадию имели место две последовательные интрузии гранитоидов. С ранними среднекарбовыми умеренно кислыми гранитами связаны небольшие месторождения скарновых руд железа, меди, а также молибдена, кобальта и полиметаллов. С последующими верхнекарбовыми лейкократовыми гранитами связаны пегматиты и кварц-грейзеновые месторождения молибдена, вольфрама, олова и других редких металлов.

В позднюю стадию герцинского цикла в пермский период были сформированы малые интрузии состава кварцевых альбитофиров и гранит-порфиров. Им соответствует образование крупных и разнообразных месторождений полиметаллических и медных руд, а также менее значительных кварц-золотых месторождений.

В Центральном Казахстане региональная зональность в распределении эндогенных месторождений отсутствует. Отмечается лишь тяготение золотых каледонских месторождений к северной окраине Центрального Казахстана. Находящиеся здесь герцинские месторождения, создающие основную картину оруденения, будучи приурочены к крупным перекрещивающимся тектоническим расколам, не имеют упорядоченного зональ-

ного размещения в пределах этой территории. Зато в Восточном Казахстане наблюдается удивительно правильная зональность в размещении эндогенного оруденения, подмеченная В. Нехорошевым. Здесь, согласно А. Семенову, в соответствии с переходом от одного сектора Зайсанской складчатой зоны к другому выделяется семь рудных поясов (рис. 392):

- 1) Горный Алтай с вольфрам-молибденовыми месторождениями;
- 2) Рудный Алтай с полиметаллическим оруденением;
- 3) пояс золотых месторождений Южного Алтая;
- 4) Калба-Нарымская зона с месторождениями олова и вольфрама;
- 5) второй пояс золотых месторождений Калбы;
- 6) слаборудоносная зона Жармы;
- 7) чингизская зона с вольфрам-молибденовыми месторождениями, а также более древними месторождениями медных руд.

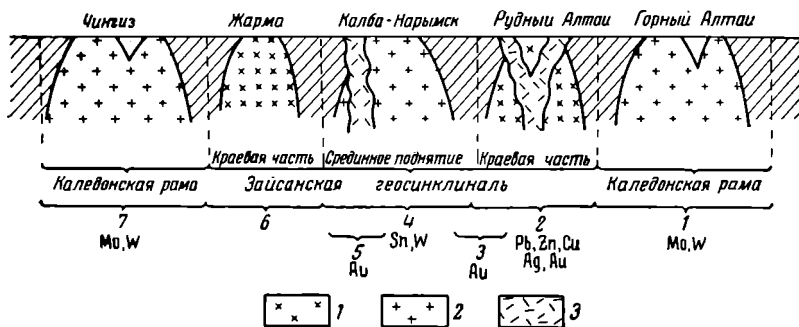


Рис. 392. Схема региональной зональности в размещении рудных месторождений Восточного Казахстана

1 — Змеиногорский комплекс умеренно кислых гранитоидов среднего карбона;
2 — Калбинский комплекс лейкократовых гранитов перми; 3 — Рудноалтайский комплекс малых интрузий верхнего палеозоя

Эта региональная зональность обусловлена закономерным пространственным размещением комплексов изверженных пород и связанных с ними месторождений. Позднегерцинские лейкократовые граниты и обусловленное ими редкометалльное оруденение разместились в области центрального поднятия Зайсанской геосинклинали и прилегающих к ней платформенных бортов. Кварцевые альбитофиры и гранит-порфиры с сопутствующим им полиметаллическим оруденением, наоборот, были сформированы в пределах краевой части геосинклинали.

Средняя Азия. Территория Средней Азии является бициклической областью распространения каледонского и герцинского оруденения. С каледонскими гранитоидами, развитыми в Северном Тянь-Шане и известными в Среднем Тянь-Шане, связаны небольшие скарновые месторождения с магнетитом и золотом, пегматиты с минералами олова, а также кварц-грейзеновые рудопроявления с молибденитом и, видимо, небольшие месторождения свинцово-цинковых руд.

Для герцинского цикла характерны месторождения средней и поздней стадии развития. С незначительными телами ультраосновных и основных пород ранней стадии связаны лишь мелкие магматические рудопроявления хрома, железа, никеля и кобальта. В среднюю стадию (каменноугольное время) произошло внедрение преимущественно умеренно кислых гранитных интрузий, известных в Северном Тянь-Шане и распространенных в Среднем и Южном Тянь-Шане. Они сопровождалась скарновыми месторождениями с шеелитом, гидротермальными месторождениями арсенопиритовых и, возможно, некоторой части свинцово-цинковых руд.

В позднюю стадию (пермский период) произошло внедрение сложной по составу гаммы малых интрузий. Они обусловили развитие гидротер-

мальных месторождений руд свинца и цинка, меди, висмута, флюорита. Более поздние месторождения сурьмы и ртути, выпадающие из рудных комплексов Тянь-Шаня, возможно, образованы в связи с киммерийским или альпийским металлогенезом.

Отчетливая региональная зональность в размещении эндогенных месторождений в Средней Азии отсутствует. Это обусловлено тем, что подавляющая масса месторождений этой провинции представлена более или менее однотипными месторождениями, связанными с герцинскими изверженными породами, почти равномерно распределенными на всей ее площади.

Некоторые черты различия для главных зон Тянь-Шаня намечаются лишь по развитию месторождений ведущих металлов. Так, в Северном Тянь-Шане преобладают свинцово-цинковые месторождения нередко сложного состава (с оловом, мышьяком и др.). В Среднем Тянь-Шане особенно развиты гидротермальные и скарновые месторождения свинцово-цинковых руд, а также скарновые месторождения с шеелитом. В Южном Тянь-Шане известен протяженный пояс месторождений сурьмяных и ртутных руд, кососекающий широкую зону распространения месторождений и рудопроявлений вольфрама, олова, мышьяка.

Т а й м ы р. По данным М. Равича, Ф. Маркова и А. Доминовой, не всегда согласующимся между собой, на Таймырском полуострове можно наметить пять циклов геологического развития и формирования рудных месторождений.

Первый, протерозойский, цикл характеризуется основными эффузиями, превращенными в гранатовые амфиболиты последующими интрузиями габбро-поритов и габбро и завершающими пегматитами, а также гнейсогранитами (нижних ярусов) и двуслюдяными гранитами (верхних ярусов). С двуслюдяными гранитами связаны поля пегматитовых жил с мусковитом.

Второй, байкальский, цикл повторяет схему развития первого цикла. Начальные стадии его магматизма связаны с излияниями базальтов (превращенных затем в зеленые сланцы), сменившихся внедрением пластовых интрузий диабазов и габбро-диабазов; этот цикл закончился образованием крупных батолитов гранодиоритов и главным образом гранитов. Сведения о месторождениях полезных ископаемых этого цикла отсутствуют.

Третий, каледонский, цикл начался с накопления основных аплитовых пород и их туфов, сопровождавшихся интрузией габбро-диоритов и гранитов. В среднем палеозое имели место интрузии гранодиоритов и гранитов, а также более поздних порфиридных граносиенитов, аплитовидных гранитов и сиенитов. С ними связаны рудопроявления меди, молибдена, вольфрама и золота.

Четвертый, герцинский, цикл характеризуется внедрением двуслюдяных гранитов, с которыми ассоциируются слудоносные и редкометалльные пегматиты.

Пятый, киммерийский, цикл относится к началу платформенного режима. В это время здесь развивался триасовый трапповый магматизм и произошло образование доверхнеюрских малых трещинных интрузий лампрофиров, гранит-порфиров и сиенитов. В породах трапповой формации отмечается сульфидная медно-никелевая минерализация. С малыми интрузиями связаны многочисленные рудопроявления, образующие три рудных пояса: 1) вольфрама и молибдена; 2) свинца и цинка; 3) мышьяка и ртути.

Т о м ь - К о л ы в а н с к а я з о н а. Эта зона представляет собой часть герцинской складчатой области, ограничивающей с северо-запада Кузнецкую котловину и Салаир. Ее продолжение к северо-востоку, северу и юго-западу находится под молодыми отложениями Западно-Сибирской низменности. Территория зоны сложена осадочными породами нижнего, среднего и верхнего палеозоя, собранными в складки северо-восточной ориентировки и прорванными гранитоидами. Периферические части массивов изверженных пород имеют состав гранодиоритов и кварцевых

диоритов, а центральные — слюдястых гранитов. С этими гранитоидами связаны три группы рудопроявлений: 1) пегматитовые, грейзеновые и кварцевые с вольфрамитом, касситеритом, молибденитом и топазом; 2) гидротермальные полиметаллические; 3) гидротермальные сурьмяные.

Д о н е ц к и й б а с с е й н. Эндогенные рудные месторождения Донецкого бассейна приурочены к осевой части западной половины Главного антиклинала и залегают среди пород нижнего и среднего карбона. На восточном конце этого рудного пояса расположены полиметаллические, а на западном — ртутные месторождения. Обе группы месторождений относятся к категории телетермальных образований, не имеющих видимой связи с изверженными породами, отсутствующими в районе месторождений. Образованы они скорее всего в герцинскую эпоху, когда формировались внутренние структуры Донбасса, но все исследователи этих месторождений не исключают возможности образования их в более позднее время — в киммерийскую или даже альпийскую металлогенические эпохи.

Каледонские провинции включают Алтае-Саянскую складчатую область; отдельно в ее пределах описывается Западный Саян.

А л т а е - С а я н с к а я о б л а с т ь. На территории этой провинции, по данным В. Кузнецова и других, развиты протерозойские, рифейские и особенно каледонские месторождения.

Протерозойские и рифейские месторождения находятся на сравнительно ограниченных площадях Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Танну Олы. Некрупные массивы гипербазитов и базитов, а также интрузии плагиогранитов протерозоя и рифея не сопровождались заметным оруденением. С протерозойскими лейкократовыми гранитами связаны слюдоносные, а с аналогичными рифейскими гранитами — редкометалльные пегматиты.

Для каледонского цикла развития намечается пять комплексов магматических пород и сопутствующих им месторождений. С зеленокаменными нижнекембрийскими породами вулканогенного происхождения связаны медноколчеданные месторождения Тувы. В серпентинизированных массивах перидотитов и габбро салаирской фазы (верхний кембрий — нижний ордовик) известны месторождения асбеста, талька, магнезита и мелкие рудопроявления хрома, платины, титаномагнетитов, никеля и самородной меди.

С салаирскими плагиогранитами ассоциированы гидросиликатные месторождения железных руд. Таконские гранодиориты, внедрившиеся в конце ордовика — начале силура, оказались родоначальными для гидротермальных месторождений золота. Интрузия эрийских лейкократовых гранитов, имевшая место в верхнем силуре — нижнем девоне, сопровождалась образованием пегматитов, грейзенов и кварцевых жил с вольфрамитом и молибденитом.

Наконец, к группе пород сложного состава тельбесской фазы, зафиксированной на границе среднего и верхнего девона, приурочены скарновые месторождения железных руд. Со специфическим комплексом значительно более молодых, возможно, киммерийских малых интрузий щелочных пород связаны пироклоровые карбонатиты и редкометалльные зоны альбитизированных сиенитов.

Для огромной территории Алтае-Саянской складчатой области намечается грубо зональная схема распределения эндогенных месторождений. При движении с востока на запад от Восточного Саяна к Горному Алтаю фиксируется смена архейских комплексов пород и месторождений протерозойскими и рифейскими, а затем все более преобладающими каледонскими и, наконец, герцинскими.

З а п а д н ы й С а я н. В раннюю стадию каледонского цикла, от нижнего кембрия до значительной части ордовика включительно, были сформированы четыре магматических комплекса. Со спилито-кератофиро-

выми вулканогенными породами связано колчеданное оруденение. С перидотитами — магматические рудопроявления хромитов. С породами габбровой магмы — месторождения магнетитовых руд гидросиликатного типа В. Богацкого. С плагиогранитами, возможно, связано гидротермальное золотое оруденение.

В среднюю стадию основной складчатости, отвечающую концу верхнего ордовика — началу нижнего силура, внедрились батолитические массы гранитов, не сопровождающиеся заметным оруденением.

Поздняя стадия отвечает периоду полной консолидации каледонских структур Западного Саяна в течение верхнего силура — девона. Для нее характерны малые гипабиссальные интрузии, с которыми ассоциированы гидротермальные месторождения молибдена, мышьяка, кобальта и, возможно, золота.

В распределении комплексов магматических пород и связанных с ними эндогенных месторождений в Западном Саяне отмечается следующая закономерность. Вулканогенные породы и колчеданное месторождения приурочены к геосинклинальным трогам северной и южной окраины Западного Саяна. Батолитические массы гранитов занимают пространные между ними. Вдоль глубинных разломов, ограничивающих трюги, вытягиваются цепи массивов перидотитовой и габбровой магмы ранней стадии, а также малые интрузии поздней стадии со свойственными им магматогенными месторождениями (рис. 393).

Докембрийские провинции охватывают Русскую и Сибирскую платформы с наложенным на них местами более поздним оруденением, обусловленным различной степенью их тектонической и магматической регенерации уже в платформенную стадию развития.

Русская платформа. Центральная и южная части Русской платформы не испытывали воздействия магматических и постмагматических рудообразующих процессов в платформенный период их существования в послерифейское время. Северная же часть была поражена тектоническими деформациями, магматизмом и рудообразованием послерифейского времени. Связанное с этим различие в металлогеническом облике различных частей Русской платформы лучше всего видно на юге в пределах Украинского щита, а на севере — на территории Балтийского щита.

Украинский щит. Комплексы горных пород, геологические структуры и эндогенные месторождения Украинского щита, согласно Н. Семененко и другим, сформированы исключительно в архейское и протерозойское время. С саксаганской железорудной формацией архея связаны метаморфогенные месторождения железных руд Криворожья. С ультраосновными породами Приазовья и Подолии нижнего архея и с ультраосновными породами конкско-бузулукской серии верхнего архея ассоциированы небольшие месторождения хромитов, а также силикатные никелевые руды и скопления талька и магнезитов коры выветривания этих пород.

Рассеянная минерализация циркона в гранитоидах архея послужила коренным источником мезозойских и кайнозойских россыпей этого минерала. К гранитам овручской серии нижнего протерозоя приурочены проявления касситерит-колумбит-вольфрамитовых руд. В габбро коростеньского комплекса верхнего протерозоя известны ильмениты, а к гранитной интрузии этого комплекса тяготеют пегматиты с топазом и морионом. Со щелочными породами приазовского комплекса верхнего протерозоя связана циркон-пирохлоровая и флюоритовая минерализация.

Балтийский щит. В пределах Кольского п-ова и Карельской АССР известны эндогенные месторождения архея и протерозоя, а также наложенное оруденение герцинского цикла (рис. 394).

Архейские месторождения незначительны. Они связаны с постботнийским комплексом микроклиновых гранитоидов и представлены кера-

мическими пегматитами, пирротин-пиритными зальбандами с минералами никеля и кобальта, а также мелкими гидротермальными кварцевыми жилами с молибденитом.

Протерозойские месторождения приурочены к полосам ультраосновных, основных и кислых интрузий, разделяющих крупные блоки кристаллических пород архея. С ультраосновными и основными породами

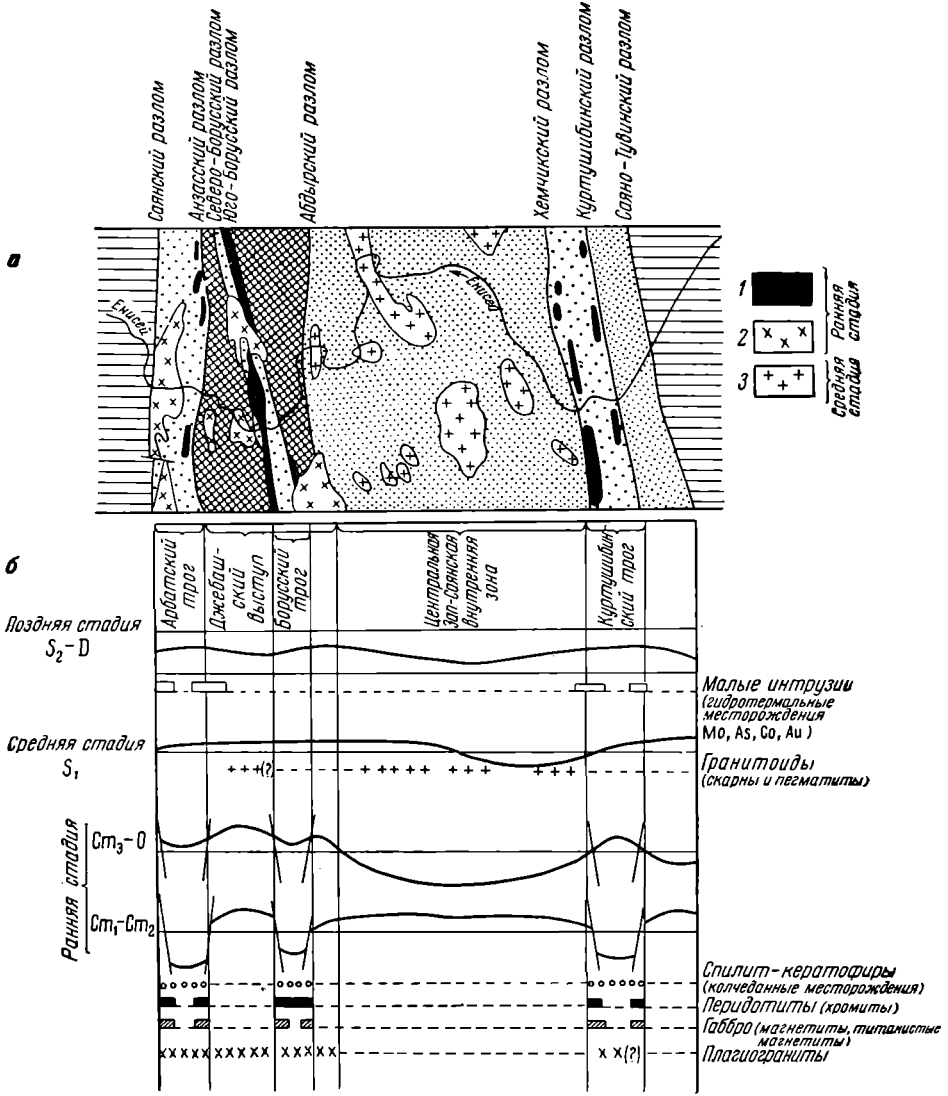


Рис. 393. Металлогеническая схема Западного Саяна

а -- схема геологического строения вдоль р. Енисей; б -- схема эволюции наледонской геосинклинали. 1 — перидотиты и габбро; 2 — маинские плагиограниты; 3 — большепорожские граниты

протерозоя ассоциируются магматические месторождения сульфидных медноникелевых и титаномагнетитовых руд. К кислым породам приурочены пегматиты керамические со слюдой и минералами редких металлов, а также скарны с оловом. В метаморфических сланцах, возникших при изменении вулканогенных пород, находятся серноколчеданные месторождения.

Щелочные последевоновские породы герцинского цикла внедрились по крупным тектоническим швам между блоками пород архея и протерозоя,

образовав прерывистые пояса северо-западного направления. В них сосредоточены магматические месторождения апатита и нефелина, редких металлов, а также пегматиты с минералами редких металлов, карбонаты и гидротермальные проявления молибдена, полиметаллических руд и флюорит.

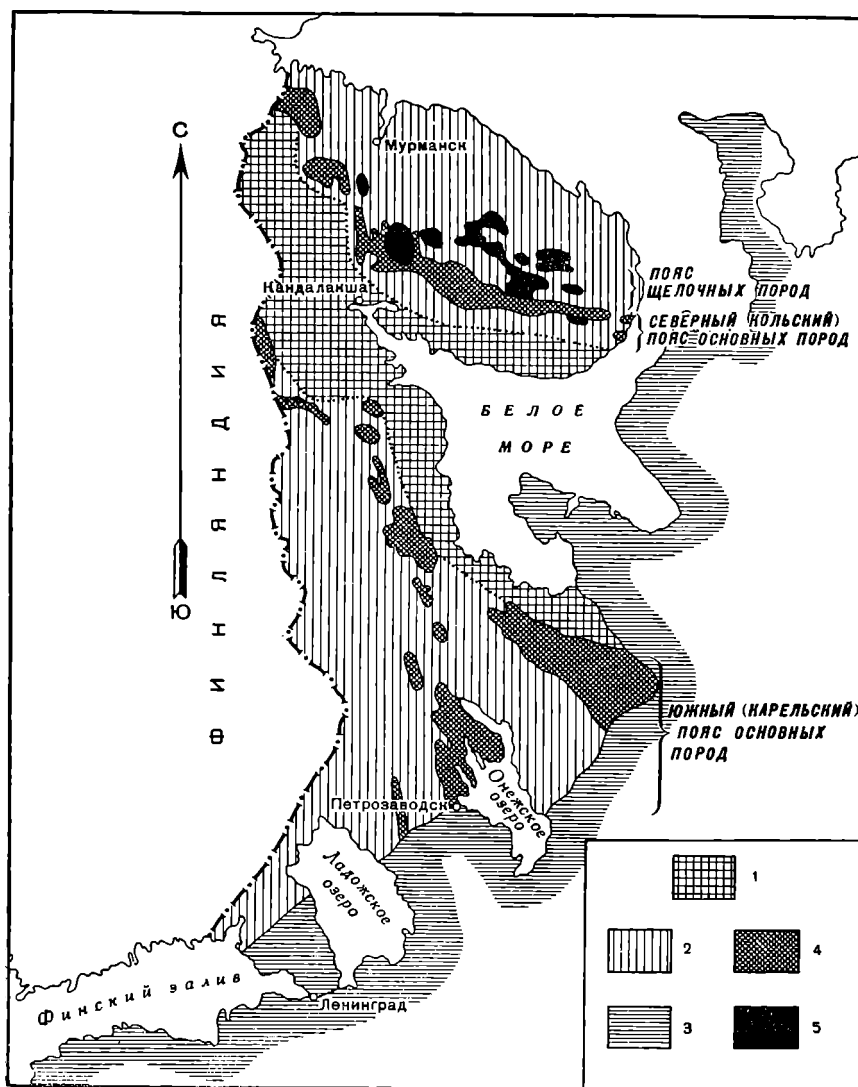


Рис. 394. Структурно-металлогеническая схема советской части Балтийского щита
 1 — область преимущественной архейской складчатости и месторождений; 2 — область протерозойской складчатости, наложенной на архейскую складчатость (архейские и протерозойские месторождения); 3 — отложения чехла Русской платформы; 4 — важнейшие массивы ультраосновных и основных пород; 5 — важнейшие массивы щелочных пород

Чехол Русской платформы. В осадочных породах, перекрывающих докембрийское кристаллическое основание Русской платформы, известны месторождения ряда полезных ископаемых. Среди них могут быть названы месторождения нефти и газа в отложениях каменноугольного и девонского возраста; каменноугольные бурые угли; каменные, калийные и калийно-магниевые соли палеозоя; бокситы палеозойского и мезозойского возраста; осадочные месторождения железа палеозойского и мезозойского возраста; осадочные марганцевые месторождения третичного времени; ископаемые россыпи титана и циркония третич-

ного возраста; желваковые фосфориты мезозойского времени; различные минеральные строительные материалы.

Сибирская платформа. В кристаллическом основании Сибирской платформы известны месторождения архейского, протерозойского и байкальского циклов, а как в основание, так и в платформенный чехол проникли магматические породы и магматогенные месторождения киммерийского цикла развития.

Среди архейских кристаллических гнейсов, сланцев, мраморов и кварцитов известны перекристаллизованные и метаморфизованные основные и кислые изверженные породы. Их палингенное происхождение сказалось неблагоприятно на рудообразовании. С ними связаны лишь простые пегматиты и незначительные месторождения флогопита, малоинтересные с практической точки зрения. В этом же комплексе отмечены метаморфические скопления корунда, графита, силлиманита.

Для протерозойского и байкальского периодов геологического развития отмечаются более ранние интрузии габбро-норитов и более поздние, значительно шире распространенные, гранитоидные интрузии. Значительных месторождений, обусловленных основными интрузиями, пока не выявлено. С гранитоидами в разных районах распространения пород кристаллического основания Сибирской платформы связаны различные группы месторождений. К ним относятся скарновые месторождения железа и других металлов, слюдоносные пегматиты, гидротермальные месторождения золота и горного хрусталя, рудопроявления свинца, цинка, меди, молибдена.

В палеозойских и мезозойских осадочных породах чехла Сибирской платформы известны месторождения нефти и газа, углей, солей, фосфоритов.

Магматизм и рудообразование киммерийского времени, протекавшие уже в платформенных условиях, развивались по-разному в различных частях Сибирской платформы. Для приподнятых и обнаженных частей фундамента платформы характерна трещинная интрузия малых гипабиссальных щелочных пород верхнего мезозоя (Алдан, Енисейский краж и др.). С ними связаны гидротермальные кварц-золотые и, возможно, полиметаллические месторождения. В областях прогибов с погруженным на глубину платформенным основанием, перекрытым пологозалегающей толщей пород нижнего и верхнего палеозоя, развивался трапповый вулканизм нижнего мезозоя (например, междуречье Енисея и Лены).

Ему сопутствовало формирование разнообразных месторождений, среди которых можно указать: 1) магматические месторождения сульфидных медно-никелевых руд; 2) гидротермальные месторождения железа; 3) гидротермальные месторождения исландского шпата; 4) предположительно гидротермальные месторождения свинца и цинка. Широкие области воздыманий и прогибов разграничены крупными зонами разломов в теле Сибирской платформы. Эти зоны разломов служили главными путями для внедрения основной и щелочной посттрапповой магм, приведшего к образованию кимберлитовых трубок с алмазами и карбонатитовых интрузивов центрального типа с редкометальной минерализацией, местами сопровождающейся накоплением флогопита.

ГЛАВНЕЙШИЕ ЭПОХИ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Как уже отмечалось выше, к таковым относятся архейская (архейские), протерозойская, байкальская, каледонская, герцинская, киммерийская и альпийская эпохи.

Архейская эпоха представлена месторождениями допалеозойских платформ и отдельных массивов древнейших пород, известных в складча-

тых областях более поздних циклов геологического развития. Наиболее полными площадями их распространения являются основание Русской платформы с ее Балтийским и Украинским щитами, основание Сибирской платформы с ее Алданским щитом, Анабарским массивом, Енисейским и Восточно-Саянским поднятиями. При формировании магматических пород архейской эпохи преобладали палингенные процессы, крайне неблагоприятные для рудообразования. Поэтому характерными для архея являются метаморфогенные месторождения железистых кварцитов, иногда корунда, графита, андалузита, силлиманита. Из магматогенных некоторое значение имеют лишь керамические и иногда слюдяные пегматиты.

Протерозойская и байкальская эпохи проявились хотя и специфическими, но значительно более разнообразными месторождениями. Они распространены, во-первых, на площадях развития архейских комплексов, часто перекрывая их, во-вторых, на обширной территории, занятой Байкальским складчатым комплексом Витима и Становика и, в-третьих, на крупных площадях Алтае-Саянской складчатой области.

Для этих эпох повсеместно выделяются ранние группы ультраосновных и основных пород и более поздние интрузии кислых пород, разделяющиеся на фазу гранодиоритов и последующую фазу гранитов и аляски-тов; малые интрузии завершающей стадии магматизма для протерозойской и байкальской эпох выявляются редко.

Для протерозойской и байкальской эпох наиболее характерны следующие месторождения: 1) магматические месторождения основных магм, представленные ильменито-магнетитовыми и сульфидными медно-никелевыми рудами; 2) слюдоносные пегматиты кислых магм; 3) месторождения серного колчедана вулканогенных комплексов; 4) гидротермальные месторождения золота.

Протерозойская и байкальская эпохи отличаются слабым проявлением гидротермальных месторождений цветных и редких металлов. Для этих эпох преобладающими являются месторождения железа, титана, никеля, меди, ванадия и золота.

Каледонская эпоха оказалась завершающей для Алтае-Саянской складчатой области и предшествующей для герцинской металлогении на большей части Казахстана, Северного Тянь-Шаня и Западного Урала; эндогенные месторождения этой эпохи известны также в массивах древних комплексов других герцинских и более молодых складчатых областей (Кавказ, Забайкальско-Приморская провинция, Дальний Восток).

Перидотитовые интрузии в каледонских провинциях проявлены слабо. Шире развиты породы габбро-пироксенит-дунитового и плагиогранитного состава. Не менее распространены умеренно кислые и следовавшие за ними кислые граниты. Малые интрузии завершающей стадии каледонского цикла отмечаются редко.

Для этой эпохи особенно характерны следующие месторождения:

1) магматические месторождения ильменит-магнетитов; 2) скарновые месторождения железных руд; 3) различные гидротермальные месторождения золота в кварцевых жилах, колчеданах и скарнах.

Для каледонской эпохи пока не установлено значительных грейзеновых и гидротермальных месторождений цветных и редких металлов, за исключением, может быть, местами встречающихся месторождений кварц-молибденовых руд. Таким образом, существенными для этого времени являются месторождения железа, титана, золота и отчасти молибдена.

Герцинская эпоха отличается необычайным разнообразием комплексов изверженных пород и богатством эндогенных рудных месторождений, резко выделяясь по этому признаку от сравнительно ограниченного оруденения как предшествующих, так и последующих периодов. Эти месторождения распространены на Урале, Казахстане, Средней Азии, в южной части Таймыра, в Томь-Колыванской зоне, а также в массивах палеозойских пород внутри областей мезо-кайнозойской складчатости

В соответствии с особенностями геологического развития отдельных провинций для герцинской эпохи отмечаются той или иной мощности ранние интрузии перидотитового, габбро-пироксенит-дунитового и плагиогранит-сиенитового состава. Повсеместно выделяется комплекс гранодиоритовых пород и последующий комплекс кислых гранитных пород средней стадии. В ряде районов отчетливо устанавливаются малые интрузии поздней стадии герцинского цикла развития.

Для герцинской эпохи известны значительные и разнообразные месторождения, в том числе: 1) магматические хромовые в перидотитах; 2) магматические титаномagnetитовые и платиноидные среди пород габбрового комплекса; 3) скарновые железа и меди, ассоциированные с плагиогранит-сиенитовыми интрузиями; 4) скарновые вольфрамовые и полиметаллические, приуроченные к гранитоидам повышенной основности; 5) пегматитовые, грейзен-кварцевые и кварцевые месторождения олова, вольфрама, молибдена, обусловленные интрузиями гранитов и аляскитов; 6) гидротермальные, преимущественно полиметаллические и медные, стадии малых интрузий.

В герцинскую эпоху были сформированы месторождения почти всех металлов: железа, титана, ванадия, хрома, меди, свинца и цинка, вольфрама, молибдена, олова, висмута, кобальта, золота, платины, тантала, ниобия и радиоактивных элементов.

Герцинские месторождения платформенной стадии развития, известные на Балтийском щите, будут рассмотрены особо несколько ниже.

Киммерийская эпоха оригинальна по эволюции магматизма. Для нее намечается как бы обратная последовательность в развитии глубинных магматических комплексов и связанных с ними месторождений. На ранних стадиях внедрялись малые интрузии (предбатолитовые интрузии Колымы), вслед за ними произошло внедрение кислых гранитных пород, а затем умеренно кислых гранитоидов, особенно отчетливых в Восточном Забайкалье; основные и щелочные породы ранней стадии для киммерийской эпохи совершенно нехарактерны.

Месторождения этой эпохи распространены в пределах Дальнего Востока, Кавказа и Забайкальско-Приморской провинции. Среди них наиболее существенными являются следующие: 1) гидротермальные месторождения золота, связанные с ранними малыми интрузиями и самыми поздними гранитоидами; 2) пегматитовые, грейзеновые и кварцевые месторождения олова, вольфрама, ассоциирующие кислым гранитным породам; 3) гидротермальные, местами скарновые месторождения руд полиметаллов, меди, мышьяка (арсенопирита), молибдена, вольфрама, барита, сопутствующие интрузии умеренно кислых гранитоидов. Магматические месторождения промышленного значения киммерийской эпохи неизвестны.

Месторождения этой эпохи в основном представлены скоплениями металлов, характерных для ассоциации умеренно кислых интрузий. Среди них преимущественно распространены месторождения золота, полиметаллов, мышьяка, молибдена, вольфрама, олова.

Альпийская эпоха проявлена месторождениями Дальнего Северо-Востока, восточной части Забайкальско-Приморской провинции, Кавказа, Карпат, Копет-Дага, Памира. Для нее не отмечается отчетливой и повсеместно выдержанной эволюции в ходе образования изверженных пород и связанных с ними эндогенных месторождений. Характерны местные провинциальные схемы последовательности внедрения магматических комплексов преимущественно гранитных пород. Крупные интрузии кислых пород разнообразны, незакономерны и часто не завершаются, а перемежаются с малыми интрузиями. Интрузии габбрового и особенно перидотитового состава нехарактерны, хотя местами они проявляются.

Наиболее характерны для этой эпохи разнообразные гидротермальные месторождения, известны скарновые месторождения железных и свинцово-цинковых руд. Нетипичны и очень редки с одной стороны магматические,

а с другой — грейзеновые образования. Шире других распространены месторождения меди, полиметаллов, вольфрама, молибдена, олова и ртути; местами значительны месторождения железа, сурьмы, мышьяка, кобальта и золота.

Платформенные эпохи эндогенного рудообразования проявились на допалеозойских платформах в герцинское и киммерийское время. Вне зависимости от времени их действия магматизм и оруденение платформенного периода необычайно схожи и достаточно специфичны. В этих условиях формируются три комплекса изверженных пород перидотитового, габбрового и щелочного состава, контролируемых, как правило, крупными разломами. С разновидностью перидотитовых пород, с кимберлитами, связаны магматические месторождения алмазов. С габброидами ассоциированы магматические месторождения сульфидных медно-никелевых руд, а также постмагматические месторождения железных и, возможно, свинцово-цинковых руд. С комплексом щелочных пород связаны своеобразные карбонатиты и альбититы со скоплениями минералов тантала, ниобия, а также гидротермальные месторождения золота.

* * *

По поводу приведенной краткой характеристики металлогенических эпох, рассмотренных применительно к территории СССР, необходимо сделать следующие замечания.

Во-первых, здесь дана сводная характеристика основных металлогенических эпох для площади Советского Союза в целом; естественно, она будет существенно отличаться для отдельных рудных провинций страны.

Во-вторых, расширение площади металлогенического анализа до размеров Евразии, тем более до пределов всей земной поверхности, несомненно, заставит уточнить многие положения, высказанные по поводу специфических черт оруденения металлогенических эпох, проявленных на территории Советского Союза.

В-третьих, характеристика металлогенических эпох произведена с учетом данных о рудных месторождениях, выявленных к настоящему времени; открытие новых месторождений потребует уточнения наших представлений о металлогении территории СССР.

Об эволюции магматизма и рудообразования. При сохранении общей схемы эволюции магматизма и рудообразования в истории каждой эпохи наблюдаются специфические отклонения, позволяющие судить о различной интенсивности развития комплексов изверженных пород, возникающих на последовательных стадиях геологического цикла от древних к молодым металлогеническим эпохам (рис. 395). Это в свою очередь приводит к различной интенсивности развития генетических групп эндогенных месторождений для разных металлогенических эпох (рис. 396).

Совокупное рассмотрение того и другого позволяет судить о тенденциях в эволюции магматизма и магматогенного рудообразования от древнейших до наиболее молодых этапов развития земной коры.

При этом выясняется, что перидотитовые интрузии ранней стадии слабо проявлены во всех циклах, кроме герцинского, и то лишь в Уральской геосинклинали. Интрузии габбро-пироксенит-дунитового состава и их производные плагиогранитные породы развивались в нарастающих размерах от протерозойского цикла до герцинского, а затем достаточно резко сократились. Комплекс умеренно кислых гранитоидов более или менее устойчив для всех эпох. Аляскитовые граниты равномерно формировались от древнейших эпох до киммерийской, но заметно уменьшились в объеме в альпийском цикле. Наконец, малые интрузии завершающей стадии геосинклинали развития проявились в отчетливой форме лишь с герцинского периода и доминировали в альпийскую эпоху.

Неравномерность в развитии магматических комплексов привела к неравномерности и в интенсивности формирования различных генетических групп рудных месторождений.

Промышленные магматические хромитовые месторождения перидотитовой магмы отмечаются только для герцинской эпохи. Магматические месторождения титаномагнетитов и скарновые месторождения руд железа и меди формировались в нарастающих размерах от протерозойской до гер-

Стадии	Комплексы изверженных пород	Геологические циклы				
		Протерозойско-байкальский	Каледонский	Герцинский	Киммерийский	Альпийский
Ранняя	Перидотитовые			▨		---
	Габбро-пироксенитовунитовые			▨	▨	---
	Плагиогранит-плагиосенитовые			▨	▨	---
Средняя	Гранодиоритовые	▨	▨	▨	▨	▨
	Аляскиитовые	▨	▨	▨	▨	▨
Поздняя	Малые интрузии	---	---	▨	▨	▨

Рис. 395. Интенсивность развития комплексов изверженных пород по стадиям геосинклинального цикла и металлогеническим эпохам

цинской эпохи включительно. Пегматитовые и грейзен-кварцевые месторождения относятся к наиболее древним, но до герцинской эпохи среди них отмечались преимущественно керамические и слюдоносные разновидности и лишь в герцинскую и киммерийскую эпоху они формировали месторождения редких металлов. Гидротермальные и скарновые месторождения цветных, редких и благородных металлов отсутствуют в архее,

Генетические группы месторождений	Геологические циклы				
	Протерозойско-байкальский	Каледонский	Герцинский	Киммерийский	Альпийский
Магматические-хромитовые	---	---	▨		
Магматические титаномагнетитовые	▨	▨	▨	▨	---
Скарновые железа и меди	▨	▨	▨	▨	---
Скарновые цветных и редких металлов	▨	▨	▨	▨	▨
Пегматиты (слюдоносные)	▨	▨	▨	▨	▨
Грейзено-кварцевые	---	▨	▨	▨	▨
Гидротермальные	▨	▨	▨	▨	▨

Рис. 396. Интенсивность развития генетических групп эндогенных рудных месторождений для разных металлогенических эпох

в слабой форме проявлены в протерозойскую, байкальскую и каледонскую эпохи, бурно формировались в герцинскую эпоху и продолжали занимать доминирующее положение в киммерийскую и альпийскую эпохи.

Общие тенденции в эволюции магматизма и рудообразования от древнейших эпох к молодым сводятся к следующему. От протерозойской эпохи до герцинской включительно отчетливо проявлялись интрузии и эндо-

генные месторождения ранней стадии геосинклинальных циклов, в значительной мере погашие в последующие эпохи. От герцинской до альпийской эпохи нарастала роль малых интрузий и ассоциированных с ними постмагматических месторождений поздней стадии геосинклинальных циклов.

Таким образом, герцинская эпоха оказалась переломной в общей истории магматизма и рудонакопления; она выделяется широким развитием всех комплексов изверженных пород и разнообразных генетических групп месторождений. В составе изверженных пород и минеральных образований предшествующих эпох заметную роль играют ультраосновные и основные породы и месторождения ранних стадий геологических циклов.

Среди изверженных пород и минеральных масс последующих эпох резко преобладают гранитоидные породы и связанные с ними месторождения. Это, возможно, связано с тем, что геосинклинали развивались в ранних циклах на еще сравнительно тонкой сиалической оболочке, покрывающей базальтовую постель, а позднее, по мере накопления осадков, мощность этой оболочки возросла и преградила доступ значительных масс ультраосновных и основных пород даже в прогибающемся ложе геосинклиналей. Конечно, приведенные представления об эволюции магматизма и рудообразования являются обобщенными для территории Советского Союза в целом; для отдельных складчатых областей имеются существенные отклонения от них.

Наследование в рудообразовании. Для всех рудных провинций нашей страны характерен набор месторождений определенных металлов, придающих специфическую металлогеническую окраску каждой провинции. Такие металлы, наиболее широко распространенные и обладающие значительной концентрацией в месторождениях данной провинции, могут быть названы **типоморфными металлами**.

Некоторые геологи, занимающиеся изучением эндогенных месторождений в разных районах нашей страны, обращали внимание на повторяемость месторождений одних и тех же, особенно типоморфных металлов от более древних к более молодым эпохам рудообразования. Это обстоятельство, например, отмечали Д. Щербаков для Кавказа, Н. Беляевский для Дальнего Востока, Е. Карпова для Средней Азии.

Рассмотрение материалов по металлогении СССР показывает, что указанная закономерность наследованного развития месторождений типоморфных металлов имеет более широкое и общее значение. Она особенно отчетливо проявляется на территориях с молодым оруденением киммерийской и альпийской эпох, наложенных на площади распространения месторождений более древних эпох.

Так, например, для Кавказа типоморфными являются месторождения меди, молибдена и отчасти полиметаллические. Здесь известны медные месторождения каледонской эпохи (Западный Кавказ), герцинской эпохи (Центральный Кавказ), киммерийской эпохи (Алаверды, Зангезур) и альпийской эпохи (Малый Кавказ). Молибденовые месторождения также принадлежат каледонской (Блыбь), герцинской (Белягидон и др.), киммерийской (Тырны-Ауз), альпийской (Парагачай) эпохам. На Кавказе имеются герцинские свинцово-цинковые месторождения (Эльбрус, Тызыл) и им подобные киммерийские (Садонская группа), а также альпийские (Закавказье) образования.

В Забайкальско-Приморской металлогенической провинции к типоморфным относятся месторождения олова. В пределах этой провинции обнаружены оловянные месторождения допалеозойского и нижнепалеозойского времени. В ореоле Вознесенских гранитов выявлены оловянные месторождения герцинской эпохи. Широко распространены месторождения олова, принадлежащие киммерийской эпохе (Восточное Забайкалье), а также альпийской металлогенической эпохе (Микояновское, Солнечное, группы Сихотэ-Алиня).

На Дальнем Северо-Востоке к типоморфным принадлежат месторождения золота и олова. По мнению большинства геологов, главная масса золотых месторождений этой провинции связана с комплексом малых интрузий верхнеюрского возраста. Однако месторождения золота встречаются среди группы месторождений, ассоциирующихся с лейкократовыми гранитами колымского комплекса верхней юры, с гранодиоритами охотского комплекса мелового возраста и с молодыми альпийскими гранитами омсукчанского комплекса. Ф. Апельцин выделяет шесть последовательных периодов возникновения гидротермальных золотых месторождений Колымы в границах от верхней юры до третичного времени. Для этой же провинции хорошо известны две крупные эпохи мощного оловянного оруденения: верхнеюрская — грейзен-касситеритовая и верхнемеловая — третичная, представленная месторождениями силикатно-касситеритовой формации.

Подобного рода наследованность состава рудных месторождений подтверждается и в более древних металлогенических провинциях. Примером может служить Урал, для которого наиболее типоморфны месторождения железа. Концентрация железа буквально переполняет все процессы рудообразования на Урале. Здесь известны крупные месторождения древних допалеозойских или нижнепалеозойских ильменит-магнетитов (Кусинское и др.). На ранних стадиях герцинского цикла железо связывалось в хромитах гипербазитов (Донское, Сарановское и др.) и титаномагнетитах базитовых интрузий (Качканар и др.). Позднее, в верхнем силуре — нижнем девоне и даже карбоне в связи с интрузиями плагиогранитов и сиенитов формировались скарновые месторождения с магнетитовой рудой (горы Магнитная и Высокая, Кустанайская группа и др.). Замечательно, что такая насыщенность эндогенного рудообразования железом и на Урале соответствует обилию осадочных месторождений этого металла, известных буквально во всех частях его сводного стратиграфического разреза от древнейших допалеозойских комплексов до палеогена включительно.

Обнаруживается, что при повторении геологических условий рудообразования в той или иной провинции повторяются не только месторождения типоморфных металлов, но и их классы. Примерами могут служить сходные протерозойские и герцинские магматические месторождения титаномагнетитов Урала, каледонские, герцинские и киммерийские месторождения колчеданных медных руд Кавказа, жильные гидротермальные палеозойские и мезозойские полиметаллические месторождения этой же провинции, гидротермальные месторождения прожилково-вкрапленных медномолибденовых руд каледонской (Бошекуль) и герцинской (Жоунрад) эпох в Казахстане и т. п. В этих случаях можно говорить о наследовании не только металлического состава, но и классов месторождений типоморфных металлов.

В случае перемены геологической обстановки создаются различные классы этих месторождений. Так, например, среди месторождений молибденовых руд Кавказа известны кварцевые жилы с молибденитом, гидротермально измененные малые интрузии кислых пород со скоплениями этого минерала, прожилково-вкрапленные медно-молибденовые образования и молибденоносные скарны.

В настоящее время до конца неизвестны причины металлогенической специализации рудных провинций и повторяемости металлического состава их эндогенных месторождений. Эту повторяемость в большинстве случаев нельзя ставить в исключительную зависимость от переотложения рудного вещества древних месторождений в процессе формирования последующих молодых месторождений, как это представлялось Г. Шнейдерхену.

В отдельных случаях могло происходить такое переотложение, обусловленное захватом вещества месторождений древних эпох и его регенерированием в месторождениях последующих эпох. Но оно не способно

объяснить всей картины металлогенической специализации и наследованного характера рудообразования. Скорее всего причина эта более глубокая, обусловленная общностью и устойчивым существованием источников рудообразующих веществ на всем длительном протяжении формирования эндогенных месторождений от самых древних до самых юных металлогенических эпох каждой рудной провинции и даже их геологически обособленных частей.

УГОЛЬНЫЕ ПРОВИНЦИИ ТЕРРИТОРИИ СССР

Краткая характеристика закономерностей размещения месторождений углей в Советском Союзе дана по работам И. Горского (1960) и А. Матвеева (1960). На территории СССР наиболее раннее угленакопление отмечается в отложениях силурийского возраста, где оно не имеет промышленного значения (рис. 397). Промышленная угленосность впервые появляется в девоне и получает максимальное развитие в отложениях карбонового, пермского, юрского, мелового, палеогенового и неогенового времени. В некоторых бассейнах и месторождениях угленакопление приурочено лишь к одному геологическому периоду, например Донецкий и Западно-Уральский бассейны (карбон), Канско-Ачинский и Иркутский бассейны (юра). В других бассейнах накопление угленосной толщи и образование углей, начинаясь в одном геологическом периоде, продолжалось и в следующих, например, Кузнецком, Тунгусском бассейнах (карбон — пермь), Ленском бассейне (юра — мел).

Силурийский возраст имеют небольшие площади сильно метаморфизованных углей на северных склонах Алайского и Туркестанского хребтов в Средней Азии.

Девонский возраст в европейской части страны имеют угли в районе между Уралом и Волгой, на западном склоне Урала и в Губерлинских горах на Южном Урале. В азиатской части Союза месторождения среднего девона известны в Павлодарской области Казахстана и в Кемеровском районе Кузбасса (Барзас).

Карбоновый возраст характерен для ряда крупных бассейнов и месторождений. К нижнему карбону относятся месторождения нижних свит западной и юго-западной частей Донбасса, нижних свит Карагандинского бассейна, Львовско-Волынский, Подмосковный и Западно-Уральский бассейны, а также месторождения восточного склона Урала. Среднему и верхнему карбону подчинены основные части месторождений Донецкого бассейна, верхние свиты Карагандинского и нижние свиты Кузнецкого, Минусинского и Тунгусского бассейнов, а также некоторые месторождения Северного Кавказа.

Пермский возраст имеют основные углесодержащие свиты Кузнецкого, Минусинского и Тунгусского бассейнов, Пегорский бассейн, Приртышская группа, Кендерлыкское месторождение в Казахстане, а также небольшие месторождения в Башкирии, Татарии и Приморском крае.

Триасовый возраст свойственен угольным месторождениям восточного склона Урала, Южного Урала и Средней Азии, где угленакопление переходит в юрское время. Мелкие месторождения собственно триасового возраста известны в Армении и на Дальнем Востоке.

Юрский возраст угленакопления очень распространен на территории нашей страны. С нижнеюрскими отложениями связаны месторождения Урала и Средней Азии; со среднеюрскими — бассейны и месторождения Восточной Сибири (Канско-Ачинский, Иркутский, Улукемский и Алданский), а также Забайкалья, Закавказья и Казахстана; с верхнеюрскими — нижние свиты Ленского и Буреинского бассейнов Сибири и восточного склона Полярного Урала.

Меловому возрасту принадлежит большая часть угольных месторождений Якутии и Дальнего Востока. Нижнемеловые угли свойственны

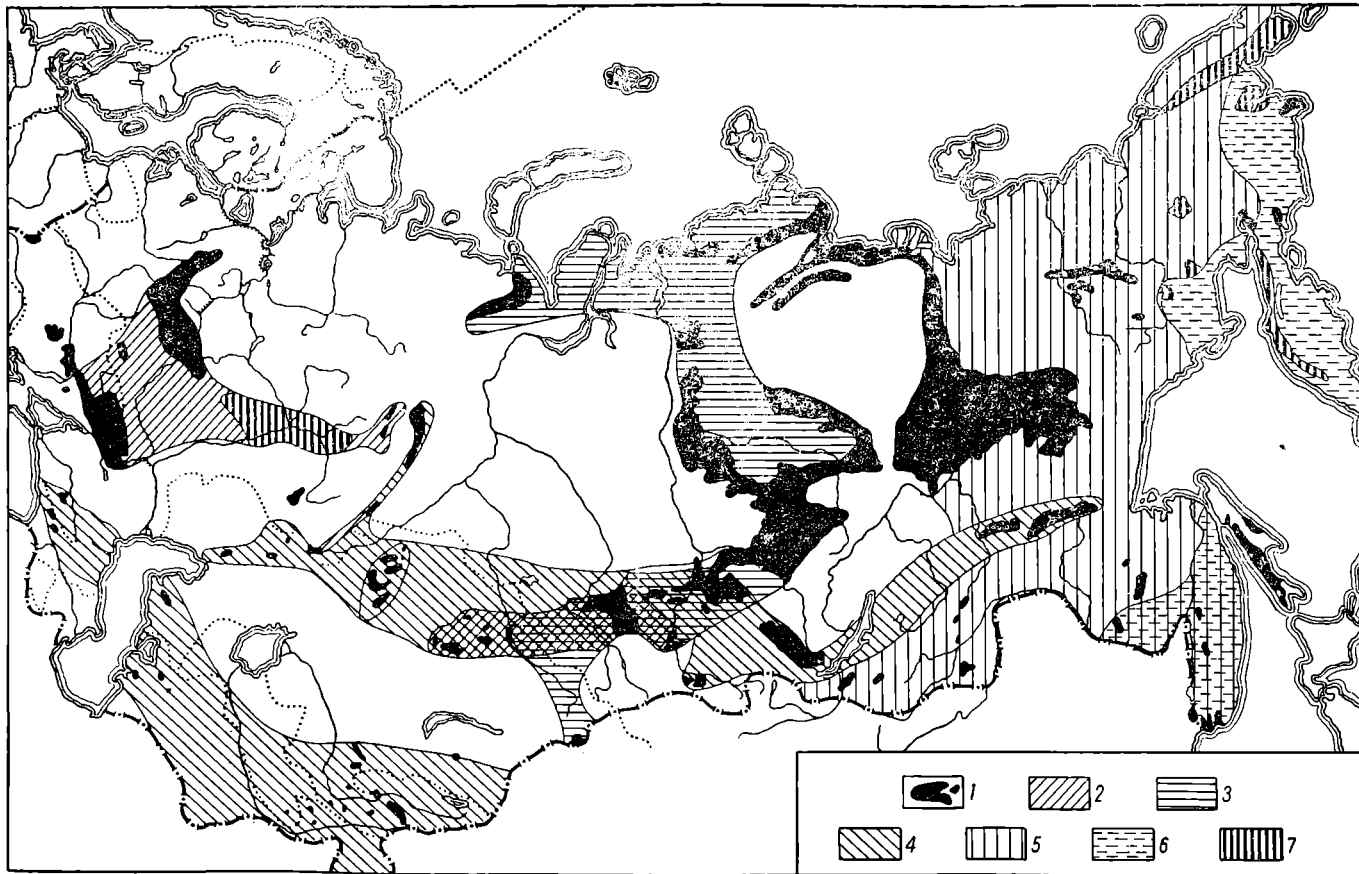
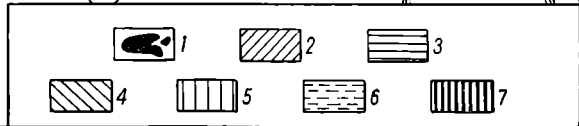


Рис. 397. Распределение угленосности на территории СССР.
По А. Матвееву

1 — угольные бассейны и месторождения; 2 — районы с преобладанием карбонового угленакпления; 3 — районы с преобладанием пермского угленакпления; 4 — районы с преобладанием нижнемезозойского угленакпления; 5 — районы с преобладанием верхнеюрского и мелового угленакпления; 6 — районы с преобладанием третичного угленакпления; 7 — угленосные площади



Ленскому и Буреинскому бассейнам; к нижнему и отчасти верхнему мелу относятся угли Зырянского, Суйфунского и Сучанского бассейнов, а также Аркагалинского месторождения; исключительно верхнемеловыми являются мезозойские угли Сахалина и Камчатки.

Третичный возраст имеют многие угольные месторождения Украины, Молдавии, Армении, Южного Урала, Дальнего Востока, Сахалина и Камчатки.

Распределение запасов углей по этим возрастным группам месторождений приведено в табл. 52.

Таблица 52

Распределение запасов углей по геологическому возрасту, в % (по А. Матвееву)

Геологический возраст	Количество запасов	Геологический возраст	Количество запасов
Девонский	Менее 0,1	Юрский	24,2
Карбоновый	7,8	Меловой	28,9
Пермский	37,5	Третичный	1,5
Триасовый	0,1		

Формирование месторождений углей на территории СССР, начавшееся с силура, в дальнейшем не прекращалось до современного периода. Однако процессы накопления угленосных толщ и образования месторождений угля, несмотря на большую общую длительность их, к концу каждого геологического цикла развития прекращались и в следующий цикл непосредственно не переходили. В последующие циклы геологического развития новые области углеобразования возникали уже на новых площадях, в иной геологической обстановке. Причем, как это отмечает Г. Крашенинников, палеозойские угольные бассейны в своей большей части формировались во внутренних и краевых прогибах геосинклиналей. Им обычно свойственны угленосные толщи паралического характера с отчетливым циклическим строением, иногда с многократным чередованием морских и континентальных отложений, как, например, в Донецком и Печорском бассейнах.

Угольные бассейны и месторождения нижне- и среднемеозойского возраста преимущественно возникали и развивались в межгорных тектонических впадинах. Их продуктивные толщи представлены континентальными отложениями с мощными пластами конгломератов основания, накопившихся вследствие разрушения бортов впадин. Лишь мезозойские угольные бассейны Восточного Забайкалья находятся в краевых и внутренних прогибах наложенной киммерийской геосинклинали, приближаясь по тектоническим условиям своего образования к палеозойским угольным месторождениям. В кайнозое, за исключением альпийской складчатой зоны на Дальнем Востоке, угленакопление происходило преимущественно в платформенных условиях.

НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ ПРОВИНЦИИ МИРА И СССР

Краткие сведения о некоторых закономерностях размещения месторождений нефти и горючего газа на земной поверхности приведены по статьям И. Брода, М. Варенцова, В. Васильева, И. Высоцкого, А. Геодеяна, К. Кравченко, В. Левинсона, М. Мирчинка, Д. Несмеянова и В. Оленина (1960). Эти авторы составили карту, на которой показаны все известные нефтегазоносные бассейны земного шара и ряд крупных областей погружения земной коры, которые могут рассматриваться как возможные нефтегазоносные бассейны.

Под нефтегазоносным бассейном в данном случае понимается замкнутая область крупного и длительного погружения в современной структуре земной коры, с которой связаны разнообразные месторождения нефти и газа, группирующиеся в зоны нефтегазонакопления, ассоциированные с питающими их нефтегазосборными площадями.

Все нефтегазоносные бассейны разделяются на три группы: 1) платформенных равнинных впадин; 2) краевых прогибов (предгорных впадин); 3) межгорных впадин.

Бассейны платформенных равнинных впадин объединяют области погружения, геотектонически связанные с участками земной коры, находящимися в платформенной стадии развития. Эти бассейны обычно ограничиваются склонами платформенных сводовых поднятий, а также линейными погребенными поднятиями или поднятыми блоками фундамента. Иногда обрамление платформенных равнинных бассейнов осуществляется сглаженными дотретичными горными сооружениями, слабо выраженными в рельефе современной земной поверхности.

Такие бассейны подразделяются по возрасту и характеру строения их фундамента. С этой точки зрения среди них выделяются бассейны: 1) с докембрийским фундаментом; 2) с палеозойским фундаментом; 3) с разновозрастным сложнопостроенным фундаментом.

Бассейны платформенных равнинных впадин с докембрийским и с палеозойским фундаментом чаще всего располагаются в центральных частях платформ. Фундамент их погружен не очень глубоко, а мощность выполняющих бассейны осадков не превышает 3—4 км. В бассейнах с докембрийским фундаментом возраст выполняющих их толщ в основном палеозойский. Их примером в СССР может служить Мезенско-Камский бассейн Русской платформы.

В бассейнах с палеозойским фундаментом возраст выполняющих их толщ палеозойско-мезозойский. Примером этого типа бассейнов на территории СССР является обширный Западно-Сибирский бассейн.

Бассейны с разновозрастным сложным фундаментом чаще всего тяготеют к краям современных платформ. Мощность осадочных толщ, выполняющих такие бассейны, велика и достигает в наиболее опущенных частях впадин 10 км и более. Возраст этих толщ различный в разных частях бассейна, в целом охватывает широкий интервал времени от низов палеозоя до верхов кайнозоя. К этому типу принадлежат, например, Северо-Каспийский бассейн на юго-востоке Русской платформы.

Бассейны краевых прогибов (предгорных впадин) обладают асимметричным строением: один их борт равнинный, платформенный и пологий, а другой — предгорный, складчатый и крутой. Среди таких бассейнов в зависимости от возраста ограничивающих их с одной стороны складчатых сооружений выделяются бассейны, связанные со складчатыми сооружениями: 1) палеозойского, 2) мезозойского, 3) кайнозойского возраста.

Мощность толщ, выполняющих бассейны краевых прогибов, часто достигает 5—10 км, причем в соответствии с общей асимметрией бассейнов зона максимального погружения, как правило, бывает достаточно узкой, линейно вытянутой и прижатой к складчатому борту.

Возраст осадочных толщ бассейнов краевых прогибов, связанных с палеозойскими складчатыми сооружениями, обычно также палеозойский. Их примером на территории Советского Союза может служить Печоро-Тиманский бассейн Русской платформы.

Возраст толщ подобных бассейнов, связанных с мезозойскими складчатыми сооружениями, в значительной мере также мезозойский. Лучшим примером подобного рода бассейнов является пояс бассейнов краевых прогибов, окаймляющих в Северной Америке с востока цепи Кордильер.

Возраст осадочных толщ бассейнов краевых прогибов, связанных с кайнозойскими складчатыми сооружениями, относится в основном к ме-

озою и кайнозой. К ним в Советском Союзе принадлежат Предкарпатский, Западно-Черноморский, Азово-Кубанский, Средне-Каспийский и Каракумский бассейны.

Бассейны межгорных впадин объединяют многочисленные и достаточно разнообразные по своей тектонической природе впадины внутри складчатых областей. Их примером на площади нашей страны могут быть Ферганский в Средней Азии и Южно-Каспийский на Кавказе. Некоторые бассейны данной группы приурочены к современным прибрежным мобильным зонам земной коры, часто они с одной или даже с двух сторон ограничены современной береговой линией и открыты в море или океан. Таковы Японские, Индонезийские и Западно-Американские бассейны, входящие в грандиозное кольцо Тихоокеанского пояса.

КАРТЫ ПРОГНОЗА РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Исследование геологических закономерностей размещения полезных ископаемых сопровождается составлением карт расположения известных скоплений минерального сырья, служащих основой для прогноза их вероятного распространения, направляющего геологопоисковые работы.

Масштаб карт. Карты рудоносности, угленосности и нефтегазосности могут составляться по шкале четырех масштабов:

- 1) обзорные, 1 : 1 000 000 и мельче;
- 2) среднего, 1 : 1 000 000—1 : 200 000;
- 3) крупного, 1 : 200 000—1 : 50 000;
- 4) детальные 1 : 50 000 и крупнее.

Типы карт. Среди карт размещения полезных ископаемых могут быть выделены следующие типы. Во-первых, комплексные карты с показом на них всех разновидностей полезных ископаемых. Во-вторых, карты распространения отдельных генетических групп месторождений полезных ископаемых; к ним могли бы относиться, например, карты размещения скарновых, или пегматитовых, или россыпных месторождений. В-третьих, карты распространения отдельных видов минерального сырья; среди них могут находиться, с одной стороны, карты парагенетически связанных месторождений, например нефти и газа, вольфрама и олова, сурьмы и ртути, а с другой стороны, карты какого-либо одного полезного ископаемого, например железа, марганца, золота и т. д.

Комплекты карт. Для полной картографической характеристики закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых той или иной территории обычно требуется составлять комплект различных карт. Примером такого комплексирования могут служить карты, составленные для территории Якутской АССР под руководством И. Рожкова. В этот комплект, в данном случае, входят следующие карты: 1) геологическая, 2) тектоническая, 3) палеогеографические карты по основным эпохам осадконакопления, 4) гидрогеологическая, 5) металлогеническая на специализированной тектонической основе, 6) нефтегазосности, 7) угленосности, 8) россыпных месторождений, 9) нерудных ископаемых. К ним прилагаются, в качестве вспомогательных, карты: 1) геологической изученности, 2) геофизической изученности, 3) геофизические.

Специализированная тектоническая основа карт распространения различных групп полезных ископаемых Якутии составляется в соответствии с принципами, разработанными Н. Шатским и его сотрудниками для тектонической карты Советского Союза. На карте осуществляется тектоническое районирование с выделением платформ и площадей развития складчатости различного возраста. В их пределах намечаются тектонические элементы первого и второго порядка.

К первым принадлежат щиты, антеклизы, синеклизы, краевые прогибы, наложенные впадины. Ко вторым относятся отдельные массивы, своды, погребенные поднятия, впадины, антиклинальные и синклинальные

зоны. На их фоне изображаются важнейшие тектонические элементы высших порядков, такие, как валы, мульды, купола (на платформе) или антиклинории и синклинории (в складчатых областях).

Толща слагающих территорию пород расчленяется на семь структурных ярусов. Принимая во внимание тесную связь ряда полезных ископаемых с определенными группами пород, на карте особыми знаками отражается распределение литолого-фациальных комплексов осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород. На карте показано также размещение магматических пород различного возраста, состава и тектонического положения. Складчатые структуры на платформе фиксируются при помощи стратозоигипс опорных горизонтов, а в складчатых областях — при помощи показа осевых линий главных антиклиналей. Разрывные нарушения подразделяются по генезису, масштабу и возрасту.

Знаки рудных месторождений на металлогенической карте отражают: 1) главный металл в составе руды, 2) сопутствующие компоненты, 3) генетический класс, 4) парагенетическую минеральную ассоциацию, 5) размеры и степень разведанности.

На карте нефтегазоносности показаны все известные нефтегазопроявления, а также разведочные и опорные скважины. Зоны нефтегазонакопления, связанные с антиклинальными линиями, отдельными антиклиналями, куполами и стратиграфо-литологическими ловушками выделяются особо.

На карте угленосности фиксируются: 1) площади распространения углей, 2) геологический возраст угленосных отложений и углей, 2) генетические типы углей, 4) марочный состав углей, их зольность, 5) суммарная мощность всей угольной массы и суммарная мощность рабочих пластов, 6) количество рабочих пластов и их мощность.

Карта россыпных месторождений составляется на геоморфологической основе с районированием территории по морфогенетическим признакам, характеризующим происхождение, историю развития и возраст рельефа. На этом же фоне особыми знаками указываются места нахождения россыпных месторождений различных металлов или минералов (золото, вольфрам, алмазы) различного возраста, различных генетических типов и размеров.

На всех картах размещения полезных ископаемых производится специальное районирование с выделением площадей распространения генетически сходных групп месторождений, общее положение которых определяется теми или иными тектоническими, фациально-литологическими или геоморфологическими элементами.

Карты прогноза. Анализ геологических данных и расположения месторождений полезных ископаемых, изображенных на картах, позволяет наметить площади различной перспективности распространения этих полезных ископаемых.

Контуры таких площадей показываются непосредственно на картах или для них составляются особые дополнительные карты, чаще всего на листах прозрачного материала (восковка, пластик), легко совмещаемых с основными картами. Обычно на таких прогнозных картах выделяют площадь различной перспективности. Чаще всего намечаются участки пяти степеней перспективности: 1) перспективные площади с установленными промышленными месторождениями в их пределах, 2) перспективные площади с установленными признаками минерализации, 3) перспективные площади, выделяемые по геологическим, геофизическим и геохимическим данным, 4) площади с неясной перспективой, 5) неперспективные площади.

Такие карты прогноза распространения месторождений полезных ископаемых, составленные с учетом совокупности всех геологических, геохимических и геофизических данных, на основе анализа геологической позиции уже выявленных скоплений минерального сырья, представляют надежную научную основу для поисков новых месторождений, в том числе и не выходящих к поверхности Земли.

ЛИТЕРАТУРА

А б д у л л а е в Х. М. Рудно-петрографические провинции. Госгеолтехиздат, 1964.

Б и л и б и н Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.

Б р о д И. О. [и др.]. Нефтегазоносные бассейны (регионы) земного шара. Изд-во АН СССР, 1960. (Международ. геол. конгресс, XXI сессия. «Докл. сов. геологов», проблема 11.)

Г о р с к и й И. И. Угленосные провинции СССР. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. Изд-во АН СССР, 1960.

М а г а к ъ я н И. Г. Основы металлогении материков. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1959.

М а т в е е в А. К. Геология угольных месторождений СССР. Госгортехиздат, 1960.

О р л о в а А. В. и Ш а т а л о в Е. Т. Металлогенические и прогнозные карты рудных районов. Изд-во АН СССР, 1963.

С м и р н о в В. И. Металлогения геосинклиналей. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, т. 5, 1962.

С м и р н о в В. И. Очерки металлогении. Госгеолтехиздат, 1963.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Г л а в а п е р в а я. Подразделение и история	5
Промышленное разделение	5
Исторический очерк	9
Литература	24
Г л а в а в т о р а я. Площади распространения, морфология, состав и строение месторождений полезных ископаемых	26
Площади распространения полезных ископаемых	26
Провинция полезных ископаемых (26). Область полезных ископаемых (26). Район полезных ископаемых (27). Рудное поле (27)	
Морфология тел полезных ископаемых	27
Изометричные тела полезных ископаемых (27). Плоские тела полезных ископаемых (29). Вытянутые по одной оси тела полезных ископаемых (33)	
Минеральный и химический состав тел полезных ископаемых	36
Текстуры и структуры руд	46
Текстуры руд (47). Структуры руд (49)	
Стадии рудообразования	52
Литература	56
Г л а в а т р е т ь я. Геологические условия образования месторождений полезных ископаемых	57
Серии месторождений полезных ископаемых	57
Магматогенные, или глубинные месторождения (58). Метаморфогенные месторождения (58)	
Месторождения геосинклиналей	60
Ранняя стадия (60). Средняя стадия (61). Поздняя стадия (62). Типы геосинклиналей (63). Тектонические зоны геосинклиналей (70)	
Месторождения платформ	73
Нижний метаморфический ярус (73). Изверженные породы платформенного этапа развития (73). Верхний ярус (74)	
Уровни глубины формирования месторождений	74
Ультраабиссальная зона (75). Абиссальная зона (76). Гипабиссальная зона (76). Приповерхностная зона (76). Температура (77). Давление (78). Плотность (78). Модуль сжатия (78). Химизм (78)	
Распределение эндогенных месторождений по составу изверженных пород	78
Длительность формирования месторождения полезных ископаемых	80
Способы отложения минерального вещества месторождений полезных ископаемых	82
Методы изучения месторождений полезных ископаемых	83
Литература	84
Г л а в а ч е т в е р т а я. Магматические месторождения	85
Общая схема формирования и подразделение	85
Физико-химические условия образования	85
Геологические условия образования	91
Связь с магматическими формациями (91). Геологический возраст (92)	
Ликвазионные месторождения	92
Раннемагматические месторождения	97
Позднемагматические месторождения	100
Месторождения хромитов (100). Месторождения платиноидов (102). Месторождения титаномагнетитов (102). Апатит-магнетитовые месторождения (103). Апатитовые месторождения (104). Месторождения редких земель (105)	

	Стр.
Магматические месторождения Бувшвельдского комплекса Южной Африки	107
Литература	109
Глава пятая. Пегматитовые месторождения	110
Общие сведения	110
Гранитные пегматиты (110). Щелочные пегматиты (111). Пегматиты ультраосновных и основных магм (111)	
Физико-химические условия образования	113
Первая гипотеза (114). Вторая гипотеза (116). Третья гипотеза (117)	
Геологические условия образования	121
Связь с магматическими формациями (121). Геологический возраст (122). Геологическая структура (122). Связь с другими генетическими группами (124). Генетическое подразделение (124)	
Простые пегматиты	125
Перекристаллизованные пегматиты	125
Метасоматически замещенные пегматиты	127
Десилицированные пегматиты	128
Литература	129
Глава шестая. Карбонатитовые месторождения	130
Общие сведения	130
Физико-химические условия образования	137
Магматическая гипотеза (138). Гидротермальная гипотеза (142)	142
Геологические условия образования	145
Связь с магматическими формациями (145). Геологический возраст (145). Геологическая структура (145)	
Литература	147
Глава седьмая. Скарновые месторождения	148
Общие сведения	148
Полезные ископаемые скарнов	154
Железные месторождения (154). Железно-кобальтовые месторождения (156). Медные месторождения (157). Платиновые месторождения (159). Вольфрамовые месторождения (159). Молибденовые месторождения (161). Свинцово-цинковые месторождения (162). Золотые месторождения (165). Оловянные месторождения (165). Бериллиевые месторождения (166). Урановые месторождения (166). Борные месторождения (166). Прочие месторождения (169). Скарны и руды (170)	
Физико-химические условия образования	170
Инфильтрационно-диффузионная гипотеза Д. Коржинского (172)	
Стадийная гипотеза П. Пилипенко (177)	
Геологические условия образования	179
Связь с магматическими формациями (179). Геологический возраст (182). Геологическая структура (182). Подразделение скарновых месторождений (187)	
Литература	188
Глава восьмая. Гидротермальные месторождения	189
Общие сведения	189
Физико-химические условия образования	191
Источники воды (193). Источники минерального вещества (196). Латеральсекреционная гипотеза (197). Магматическая гипотеза (197). Переотложение вещества боковых пород (198). О регенерированных месторождениях (200). Роль магматической ассимиляции (201). Температура образования (202). Давление при образовании гидротермальных месторождений (210). Образование магматогенных гидротермальных месторождений (211). Отделение гидротермальных растворов из магмы (211). Физическая характеристика гидротермальных растворов (214). Химическая характеристика гидротермальных растворов (216). Формы переноса минеральных соединений в гидротермальных растворах (219). Причины передвижения гидротермальных растворов (223). Причины и способы отложения вещества из гидротермальных растворов (223). Режим серы и кислорода (227). Парагенетические ассоциации гидротермальных рудных минералов (228). Метасоматоз (231)	
Геологические условия образования	239
Связь с магматическими формациями (239). Критерии генетической связи гидротермальных месторождений и изверженных пород (240). Генетические формы связи гидротермальных месторождений и изверженных горных пород (248). Глубина эрозионного среза (249). Дайки и гидротермальные месторождения (250). Зональность гидротермальных месторождений (252). Порядок эндогенной зональности (254). Генетические типы зональности рудных тел (259). Зональность гидротермально измененных пород (265). Вертикальный градиент зональности (266).	

Вмещающие породы гидротермальных месторождений и их изменение (266)	
Изменение пород различного состава (269). Положение зон измененных пород (270). Ореолы рассеяния (270). Геологический возраст (273). Геологическая структура (274). Связь с другими генетическими группами (280)	
Классификация гидротермальных месторождений	280
Грейзеновые месторождения (285). Эндотермальные месторождения (289). Телетермальные месторождения (293). Колчеданные месторождения (302). Субвулканические месторождения (304)	
Литература	308
Глава девятая. Месторождения выветривания	310
Общие сведения	310
Физико-химические условия образования	313
Агенты выветривания (313). Разложение коренных пород (315). Миграция элементов (317). Профили и зональность коры выветривания (318). Поведение отдельных элементов (320). Особенности минералогии (322). Гальмиролиз (324)	
Геологические условия образования	324
Климат (324). Состав коренных пород (325). Геологическая структура (327). Рельеф местности (328). Гидрогеология (328). Длительность формирования (329). Геологический возраст (329). Связь с другими генетическими группами (329)	
Остаточные месторождения	329
Месторождения силикатных никелевых руд (330). Месторождения бурых железняков (334). Месторождения магнезита (336). Месторождения талька (336). Месторождения марганца (336). Месторождения бокситов (337). Месторождения каолинов (341). Месторождения апатита (341). Месторождения барита (342). Прочие месторождения (342)	
Инфильтрационные месторождения	343
Месторождения урана (343). Месторождения меди (350). Месторождения железа (351). Месторождения серы (351). Прочие месторождения (352)	
Литература	353
Глава десятая. Поверхностные изменения месторождений полезных ископаемых	354
Условия изменения приповерхностных частей месторождений	354
Химизм процессов изменения приповерхностных частей месторождений	357
Особенности текстур окисленных руд	362
Основы промышленной оценки месторождений по их измененным выходам	364
Зона окисления рудных месторождений	365
Группа 1. Месторождения, главные рудообразующие минералы которых не изменяются или слабо изменяются в зоне окисления (366). Группа 2. Месторождения, в которых происходит изменение минерального состава руд в зоне окисления без выноса металла (367). Группа 3. Месторождения, в которых происходит изменение минерального состава руд в зоне окисления и возможен вынос металла (370). Группа 4. Месторождения, в зоне окисления которых накапливаются металлы, не свойственные первичным рудам этих месторождений (378)	
Зона вторичного обогащения рудных месторождений	379
Приповерхностные изменения месторождений других полезных ископаемых	383
Механическое изменение тел полезных ископаемых у выходов	386
Литература	389
Глава одиннадцатая. Россыпные месторождения	390
Общие сведения	390
Механизм образования россыпей	391
О механизме образования россыпей элювия и делювия (391). Перемещение обломочного материала рекой (393). Износ обломков (399). Отложение обломочного материала и концентрация ценных минералов (400). Механизм образования прибрежных россыпей (402). Механизм образования эоловых россыпей (404). Перенос льдом (405)	
Геологические условия образования россыпей	405
Связь с коренными породами (405). Связь с фациями обломочных пород (407). Геоморфологический фактор (408). Тектонический фактор (411). Климатический фактор (412). Гидрографический фактор (412). Геологический возраст (413). Связь с другими генетическими группами (413)	
Элювиальные, делювиальные и пролювиальные россыпи	413
Элювиальные россыпи (413). Делювиальные россыпи (414). Пролувиальные россыпи (415)	
Аллювиальные россыпи	415
Строение россыпей (415). Распределение ценных минералов (417)	
Латеральные россыпи	420

	Стр.
Гляциальные россыпи	422
Эоловые россыпи	423
Литература	423
Глава двенадцатая. Осадочные месторождения	425
Общие сведения	425
Физико-химические условия образования	426
Стадия седиментогенеза (426). Стадия диагенеза (428). Стадия катагенеза (430)	
Геологические условия образования	431
Геологическая история осадконакопления и формирования осадочных месторождений полезных ископаемых (431). Направленность и необратимость общей истории формирования осадочных месторождений полезных ископаемых (431). Периодичность формирования осадочных месторождений полезных ископаемых (432). Климатический фактор (433). Тектонический фактор (433). Формации осадочных пород и месторождений (434). Связь с другими генетическими группами (435). Подразделение осадочных месторождений (436)	
Механические осадочные месторождения	436
Месторождения гравия (436). Месторождения песка (436). Месторождения глины (437)	
Химические осадочные месторождения	437
Соли (438). Бор (444). Барий (444). Руды железа, марганца и алюминия (444). Руды цветных и редких металлов (452). О роли бактерий в образовании осадочных рудных месторождений (453)	
Биохимические осадочные месторождения	454
Фосфориты (454). Месторождения гуано (457). Карбонатные породы (457). Кремнистые породы (457). Угли (458). Горючие сланцы (465)	
Нефть и газ (465)	
Литература	471
Глава тринадцатая. Метаморфогенные месторождения	473
Общие сведения	473
Физико-химические условия образования	475
Температура (475). Давление (475). Роль воды (475). Роль углекислоты (476). Метаморфические фации и полезные ископаемые (476)	
Геологические условия образования	477
Геологический возраст (477). Особенности геологической структуры (478). Связь с другими генетическими группами (479). Подразделение метаморфогенных месторождений (479)	
Регионально-метаморфизованные месторождения	479
Кривой Рог (479). Марганцевые месторождения Индии и других стран (482). Брокен Хилл (483). Витватерсранд (483). Метаморфизм колчеданных месторождений Урала (487). Прочие месторождения (488)	
Контактово-метаморфизованные месторождения	488
Железные руды (488). Месторождения графита (489). Месторождения корунда и наждака (489). Прочие месторождения (490)	
Метаморфические месторождения	490
Амфибол-асбестовые месторождения (490). Месторождения меди (490). Ксианитовые и силлиманитовые месторождения (491). Месторождения наждака (491). Месторождения графита (491). Месторождения граната (492). Месторождения титана (492). Прочие месторождения (493). Альпийские жилы (493)	
Ультраметаморфизм и полезные ископаемые	493
Литература	494
Глава четырнадцатая. Геологические структуры месторождений полезных ископаемых	495
Общие сведения	495
Дорудные складчатые структуры	496
Типы складок (496). Деформация пластов в складках (496). Складки и разломы (499). Рудообразование в складках (499)	
Дорудные разломы	500
Типы разломов (500). Рудообразование в связи с разломами (501)	
Дорудная трещинная тектоника	508
Типы трещин (508). Изменение плана деформации при формировании структуры трещинных жильных месторождений (511). Петроструктурный анализ при изучении структур месторождений полезных ископаемых (511)	
Разделение дорудных геологических структур по путям движения рудоносных растворов	512
Рудовмещающие геологические структуры	513
Тела в шарнирах складок (515). Тела во флексурах (516). Тела в зонах межпластовых срывов и дробления (516). Тела под водонепроницаемыми	

экранами (518). Тела в пластах «благоприятных» пород (521). Тела в надвигах (521). Тела в сбросах и сдвигах (522). Тела в трещинах отрыва (523). Тела в трещинах односистемного скола (525). Тела в трещинах двухсистемного скола (526). Тела в трещинах двухсистемного скола и отрыва (527). Тела в конических трещинах (528). Тела в трещинах оперения (528). Тела на пересечении различных трещин (531). Тела в зонах трещиноватости (531). Тела в зонах расщепления (532). Тела на пересечении трещин с пластами слоистых пород, благоприятных для оруденения (533). Тела в контактах согласных интрузий (534). Тела в контактах секущих интрузий (534). Тела в структурах магматического расслоения (536). Тела в структурах последовательных инъекций (536). Тела в структурах течения (536). Тела в контракционных трещинах (539). Тела в трубах варыва (541)	
Структуры рудных полей	541
Структуры массивов ультраосновных, основных и щелочных изверженных пород (541). Структуры периферических частей гранитоидных массивов (542). Структуры внутренней и периферической части массивов аляскитовых гранитов (542). Структуры малых интрузий и даек (543). Структуры субвулканического и вулканического происхождения (543). Структуры зон расщепления и кливажа течения (543). Структуры крупных разломов (544). Структуры жильных полей трещинного типа (544). Структуры складчатых районов (546). Структуры напластования (546)	
Внутрирудные геологические структуры	547
Складки (547). Разломы (548). Трещины (548)	
Послерудные геологические структуры	548
Складки (548). Разломы (548). Трещины (549)	
Литература	552
Г л а в а п я т н а д ц а т а я . Р е г и о н а л ь н ы е з а к о н о м е р н о с т и р а з м е щ е н и я м е с т о р о ж д н ы х п о л е з н ы х и с к о п а е м ы х	553
Общие сведения	553
Рудные провинции территории СССР	554
Выделение рудных провинций (554)	
Главнейшие рудные провинции СССР	555
Альпийские провинции (556). Киммерийская провинция (562). Герцинские провинции (563). Каледонские провинции (568). Докембрийские провинции (569)	
Главнейшие эпохи эндогенного рудообразования на территории СССР . .	572
Архейская эпоха (572). Протерозойская и байкальская эпохи (573). Каледонская эпоха (573). Герцинская эпоха (573). Киммерийская эпоха (574). Альпийская эпоха (574). Платформенные эпохи (575). Об эволюции магматизма и рудообразования (575). Наследование в рудообразовании (577)	
Угольные провинции территории СССР	579
Нефтегазоносные провинции мира и СССР	581
Карты прогноза распространения полезных ископаемых	583
Масштабы карт (583). Типы карт (583). Комплекты карт (583). Карты прогноза (584)	
Литература	585

Смирнов Владимир Иванович

ГЕОЛОГИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Редактор издательства *Т. В. Колошина*

Технические редакторы: *В. Л. Прозоровская,*

В. В. Максимова

Корректор *Л. А. Столярова*

Сдано в набор 15/VIII 1964 г.

Подписано в печать 24/XI 1964 г.

Формат бумаги 70 × 108¹/₁₆. Печ. л. 37,5 с 5 вкл.

Усл. л. 52,5. Уч.-изд. л. 52,88.

Тираж 3350 экз. Т-15463. Цена 3 р. 85 к.

Замаз № 2129/2014-4.

Объявлено в доп. тематическом плане
изд-ва «Недра» 1964 г. № 100.

Издательство «Недра», Москва, А-47,

Площадь Белорусского вокзала, д. 3.

Ленинградская типография № 14 «Красный Печатник»

Главполиграфпрома Государственного комитета,

Совета Министров СССР по печати.

Московский пр., д. 91.

Подписывайтесь НА ЖУРНАЛЫ по ГЕОЛОГИИ и ГЕОДЕЗИИ



НАЗВАНИЯ ЖУРНАЛОВ	К-ВО Л/Л В ГОД	ПОДПИСНАЯ ЦЕНА	
		НА ГОД	НА 6 МЕС.
		СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ	12
РАЗВЕДКА и ОХРАНА НЕДР	12	5р.40к.	2р.70к.
ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ и ГАЗА	12	5р.40к.	2р.70к.
ГЕОДЕЗИЯ и КАРТОГРАФИЯ	12	6р.00к.	3р.00к.
БЕЗОПАСНОСТЬ ТРУДА В ПРОМЫШЛЕННОСТИ	12	4р.80к.	2р.40к.

Подписка принимается без ограничения в пунктах „Союзпечати“, почтамтах, конторах и отделениях связи, общественными распространителями печати на заводах, фабриках, шахтах, промыслах и стройнах, совхозах, в учебных заведениях и учреждениях