

Высшее профессиональное образование

В. В. Авдонин
В. И. Старостин

ГЕОЛОГИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Учебник



Естественные
науки

В. В. АВДОНИН, В. И. СТАРОСТИН

ГЕОЛОГИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Рекомендовано

*Учебно-методическим объединением по классическому образованию
в качестве учебника для студентов высших учебных заведений,
обучающихся по направлению «Геология»*



Москва
Издательский центр «Академия»
2010

УДК 553.3/.9(075.8)

ББК 26.34я73

A188

Рецензенты:

кафедра месторождений полезных ископаемых и их разведки Российского университета дружбы народов (зав. кафедрой *В. В. Дьяконов*);
д-р геол.-минералог. наук *И. Н. Кигай* (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН)

Авдонин В.В.

A188 Геология полезных ископаемых : учебник для студ. высш. учеб. заведений / В. В. Авдонин, В. И. Старостин. — М. : Издательский центр «Академия», 2010. — 384 с.

ISBN 978-5-7695-5340-0

В первой части учебника рассмотрены вопросы происхождения месторождений полезных ископаемых, изложена генетическая классификация месторождений и дано описание важнейших групп, проанализирована эволюция эндогенного и экзогенного рудогенеза в истории Земли. Во второй части приведены понятия о геолого-промышленных типах месторождений, дан детальный обзор рудных месторождений, подразделенных на группы черных, цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов, и основных групп месторождений неметаллических полезных ископаемых.

Для студентов высших учебных заведений.

УДК 553.3/.9(075.8)

ББК 26.34я73

*Оригинал-макет данного издания является собственностью
Издательского центра «Академия», и его воспроизведение любым способом
без согласия правообладателя запрещается*

© Авдонин В. В., Старостин В. И., 2010

© Образовательно-издательский центр «Академия», 2010

© Оформление. Издательский центр «Академия», 2010

ISBN 978-5-7695-5340-0

История горно-рудного производства. Геология полезных ископаемых — геологическая наука, исследующая условия образования и закономерности распределения в пространстве и времени твердых, жидких и газообразных полезных ископаемых. Выделяют четыре объекта исследования: металлические (руды металлов), неметаллические (горно-химическое, агрохимическое, индустриальное и пьезооптическое, камнесамоцветное сырье, стекольно-керамическое и техническое сырье, природные строительные материалы и сырье для их производства), горючие (нефть и газ, уголь, горючие сланцы, торф) и гидроминеральные (воды, рассолы) полезные ископаемые.

При изучении состава полезных ископаемых геология опирается на данные и методы минералогии, кристаллографии, геохимии, литологии и петрологии, а при исследовании пространственных закономерностей размещения и строения месторождений полезных ископаемых — на данные структурной геологии, геофизики, тектоники, региональной и исторической геологии.

Основные методы исследования полезных ископаемых — это детальное геологическое картирование; аэрокосмические, палео-, структурно- и литолого-фациальные съемки; стадийные, формационные и структурно-петрофизические анализы; комплекс минералого-геохимических методов (изотопной геохронологии, минераграфического, микрозондовый, спектральный и др.); трехмерное компьютерное моделирование; ГИС-технологии др.

Первые научные представления о происхождении полезных ископаемых основывались на господствовавших в XVI—XVIII вв. гипотезах непунистов, связывающих образование горных пород, в том числе полезных ископаемых, с водной стихией, и плутонистов, объясняющих эти процессы подземным жаром Земли. Первый фундаментальный труд о природе полезных ископаемых был написан немецким ученым Г. Агриколой, придерживавшимся непунистических взглядов и объяснявшим образование рудных тел процессом загустения горячих насыщенных металлами растворов, циркулировавших по трещинам. С позиций плутонистов рассматривал происхождение полезных ископаемых французский философ и математик Р. Декарт, представлявший Землю остывшей звездой с раскаленным ядром, из которого в результате вихревого движения материальных частиц извлекаются рудные минера-

лы, отлагающиеся в трещинах остывших пород вблизи поверхности. С этих же позиций француз Ж. Фурно (1853) и англичанин Т. Бельт (1861) разработали теорию происхождения месторождений из магматических расплавов. На базе неоптунистических представлений выделилось инфильтрационное направление в объяснении рудообразования. Французские ученые Л. де Лоне и Эли де Бомон сформулировали гидротермальную теорию. К концу XIX в. спор неоптунистов с плутонистами потерял актуальность в связи с тем, что выявилась полигенная природа полезных ископаемых. В 1906 г. американский геолог В. Лингрен создал классификацию рудных месторождений, не потерявшую своего значения и по сей день.

Начало систематическому изучению полезных ископаемых в России положено созданием Петром I в 1700 г. Приказа рудокопных дел, в 1717 г. Бергколлегии и учреждением в 1724 г. Российской Академии наук. Первые сводки о минеральных богатствах России составлены В. Н. Татищевым в начале XVIII в.

Теоретической основой учения о полезных ископаемых в этот период стали труды М. В. Ломоносова, высказавшего первые в российской науке представления о происхождении полезных ископаемых. В них развивались новые для того времени идеи о различных механизмах образования месторождений — экзогенном и эндогенном.

Важными центрами подготовки исследователей месторождений стали Петербургский и Московский университеты. Большое значение в становлении учения о месторождениях сыграл Геологический комитет, положивший начало планомерному изучению природных ресурсов России. Организованные им экспедиции (на Кавказ, Дальний Восток, в Среднюю Азию) дали богатейший фактический материал по региональной геологии и рудоносности ранее неисследованных территорий, ставший фундаментом последующих теоретических моделей рудообразования. Были открыты Донецкий и Кузнецкий угольные бассейны, крупные месторождения руд золота, платины, полиметаллов на Урале, Алтае, Забайкалье и других регионах. В работах Геологического комитета принимали участие: А. П. Карпинский, А. П. Павлов, Л. И. Лутугин, А. П. Богданович, В. А. Обручев и другие ученые, разработавшие принципы разномасштабного картирования и выявившие условия формирования основных типов месторождений полезных ископаемых.

К началу XX в. сложилось несколько научных школ: немецкая, отличающаяся детальным изучением вещества (Х. Шнейдерхен, П. Рамдор и др.); американская, развивающая структурное физико-химическое и термодинамическое направления (В. Лингрен, У. Х. Эммонс и др.); японская, уделяющая большое внимание субмаринному вулканогенному рудообразованию (Т. Като, Т. Ватана-

бе, Т. Тацуми и др.); французская, акцентирующая внимание на региональном анализе в образовании месторождений полезных ископаемых (Л. де Лоне, Л. Эли де Бомон, П. Рутье, П. Лаффит и др.); российская, отличающаяся геолого-историческим подходом к изучению месторождений полезных ископаемых.

В XX в. учение о полезных ископаемых превращается из эмпирической в фундаментальную научную дисциплину. Разработка принципов изотопной геохронологии, становление методов поисковой геохимии, прикладной геофизики и других наук позволили выработать научный подход к поиску месторождений, на базе новых идей тектоники литосферных плит создать геодинамические модели практически всех типов полезных ископаемых. В промышленный оборот были вовлечены новые виды полезных ископаемых (урановые руды, пьезооптическое сырье, диэлектрические природные материалы, инертные газы), расширился список добываемых цветных, редких и редкоземельных элементов, химического сырья и строительных материалов. В связи с чем кардинально изменилось содержание понятия «полезные ископаемые», объединившее практически все химические элементы таблицы Д. И. Менделеева. Произошла дифференциация исследований по видам минерального сырья и выделились в самостоятельные направления: геология нефти и газа, угольная геология, рудная геология, геология неметаллических полезных ископаемых и гидрогеология.

В области рудной геологии существенный вклад был сделан В. А. Обручевым и М. А. Усовым, разработавшими основы генетической классификации месторождений с выделением магматогенной, седиментогенной и метаморфогенной серий рудных образований. А. Н. Заварицкий обосновал существование магматических рудных месторождений ликвационного, раннемагматического и позднемагматического классов.

С 1920-х гг. формируется новая ветвь учения о полезных ископаемых — металлогения, исследующая глобальные и региональные условия формирования и размещения месторождений полезных ископаемых в связи с процессами осадкообразования, тектоники, магматизма и метаморфизма. В ее развитие большой вклад внесли В. И. Вернадский, В. А. Обручев, А. Е. Ферсман, С. С. Смирнов, Ю. А. Билибин, В. И. Смирнов, Д. В. Рундквист, А. Д. Щеглов и др.

В середине XX в. был выявлен новый генетический тип рудных образований — карбонатитовые месторождения апатита, а также редких и редкоземельных элементов. Их изучение связано с именами А. И. Гинзбурга, М. И. Бородина, Е. М. Эпштейна и др. Большие научные споры связаны с происхождением скарновых месторождений. Равноправно рассматриваются три представления: о стадийном гидротермально-метасоматическом генезисе руд (П. П. Пилипенко), их диффузионно-инфильтрационном метасоматическом образовании (Д. С. Коржинский) и о стратиформном

эксталяционно-осадочном формировании на океаническом дне большинства относимых к скарновым редкометалльных и железорудных месторождений (А. А. Ковалев). А. Н. Заварицкий (1950) и С. Н. Иванов (1960) высказали представление о субмаринной вулканогенной природе колчеданных месторождений, позднее развитое В. И. Смирновым (1965), Г. С. Дзюценидзе, Г. Н. Котляром, обосновавшими их комплексное гидротермально-осадочное и гидротермально-метасоматическое происхождение. Процессы рудообразования в коре выветривания изучались И. И. Гинзбургом, С. С. Смирновым, Ф. В. Чухровым, Е. М. Шмариновичем и др. Крупный вклад в осадочный рудогенез внесли Н. М. Страхов, Ю. А. Билибин, Н. А. Шило, Н. Г. Патык-Кара, М. А. Великанов и др.

В 1980-е гг. выделены и описаны эпигенетические и осадочно-катагенетические месторождения руд полиметаллов, урана, ванадия, редких земель и других полезных ископаемых, образованных потоками грунтовых вод и низкотемпературных гидротермальных растворов (А. М. Лурье, В. Е. Бойцов, Л. Ф. Наркелюн, В. С. Домарев, В. М. Попов, Ю. В. Богданов и др.). Разработаны основы теории метаморфогенного рудообразования (Я. Н. Белевцев, К. О. Кратц и В. С. Соболев).

Развитие геологии неметаллических полезных ископаемых, обособившейся в самостоятельное научное направление в середине XX в., связано с именами российских геологов: В. П. Петрова, П. М. Татарина, И. Ф. Романовича, Е. Я. Киевленко, А. Е. Корякина, Н. П. Ермакова, Б. Я. Меренкова, М. В. Муратова и др. Большой вклад внесли также К. С. Курнаков, М. Г. Валяшко (генезис солеродных бассейнов), А. В. Казаков и В. И. Синяков (теория фосфоритообразования).

К началу XXI в. установлено, что в процессе постоянного циклического круговорота минеральных масс в эволюционном развитии Земли формируются все известные типы месторождений полезных ископаемых, принадлежащие к трем основным сериям: эндогенной, экзогенной и метаморфогенной, разделяющимся на группы, классы и генетические типы. Для каждого генетического типа месторождений созданы геолого-генетические модели и разработаны прогнозно-поисковые комплексы. Сформировано учение о рудных формациях. Активно разрабатывается единая флюидодинамическая теория образования месторождений полезных ископаемых: металлических, неметаллических и углеводородных, согласно которой перевод полезных компонентов из рассеянного состояния в твердых породах во флюиды, их последующие миграция и концентрация в месторождениях осуществляются различными типами флюидных систем по общим законам саморазвития земной коры. В учении о рудных месторождениях весьма значительным стало применение геодинамических критериев прогноза.

Основные понятия. *Минеральное сырье (полезное ископаемое)* — природное или техногенное минеральное образование, которое в сыром или переработанном виде может быть использовано в практической деятельности человека.

Полезный компонент — горная порода, минерал, химическое соединение или элемент, которые являются предметом добычи и промышленного использования.

Руда — природное или техногенное образование, содержащее полезный компонент (или компоненты) в таких концентрациях, количестве, минералах и имеющее такое строение, которые достаточны для промышленного извлечения.

Руда обладает соответствующей структурой и текстурой. Различают структуры и текстуры разного масштаба: мега — наблюдаемые в обнаженных и горных выработках, макро — видимые в образцах и микро — устанавливаемые под микроскопом.

Текстура руды определяется формой, размерами и особенностями сростания минеральных агрегатов. Она может быть массивной при сплошном распространении рудных минералов, вкрапленной, прожилковой, полосчатой и др. Размеры минеральных агрегатов в основном составляют несколько сантиметров или дециметров. Поэтому текстуры определяются при описании обнажений, горных выработок и керна буровых скважин. Выделяют генетические и морфологические типы текстур руд. Очень часто текстуры руд являются комбинированными и включают различные разновидности.

Структура руды определяется формой, размерами и особенностями сростания минеральных индивидов рудных и жильных минералов. Минералы могут быть разной кристаллической оформленности (идиоморфизма). Их размеры варьируют от гигантокристаллических до скрытокристаллических (афанитовое строение). Сростание минералов бывает типа соприкосновения, врсостания или включения одного индивида в другой. Поскольку в подавляющем большинстве случаев размеры зерен рудных минералов составляют доли миллиметра, то структура руд определяется при изучении под микроскопом прозрачных или полированных шлифов.

По форме зерен структуры руд подразделяют на три группы: с совершенной кристаллической огранкой (идиоморфно-зернистые); с элементами граней и вершин кристаллов (гипидиоморфно-зернистые); практически лишенные форм правильных кристаллов (аллотриоморфно-зернистые). По размерам минеральных зерен выделяют шесть градаций — от грубозернистых до субмикроскопических. Для большинства руд металлических полезных ископаемых размер зерен во многом определяет схему их технологической переработки и прежде всего предельного измельчения руд. Структуры сростания также во многом определяют технологиче-

ские сорта руд. Если рудные и нерудные минералы только соприкасаются, то потери при измельчении полезных минералов будут минимальными. В случае контактов прорастания значительная часть рудных минералов при дроблении будет теряться. Если же имеются структуры включения рудного минерала в нерудный или менее ценный рудный, тогда потери при дроблении и измельчении будут максимальными.

Процессы минералообразования при формировании месторождений по своей длительности сопоставимы с геологической шкалой времени. Они протекают в течение ряда этапов и стадий. *Этап* охватывает длительный период, при котором происходило накопление руд одного генетического типа, например магматического, пегматитового, гидротермального и т.д. Многие месторождения формировались в два, три этапа и более. *Стадии* фиксируют части этапов, в течение которых происходило накопление минералов определенного состава. Стадия отделяется одна от другой перерывом в минерализации, фиксируемых пересечением разновозрастных жил, брекчированием и цементацией минеральных агрегатов ранних стадий более поздними; контрастным изменением физико-химических параметров процессов минералообразования. Выделяются моно- и полистадийные месторождения. Минеральные ассоциации последовательных стадий называют *минеральными генерациями*. Выделяют парагенетические минеральные ассоциации (или парагенезисы минералов), в которые объединяют совместно залегающие агрегаты минералов, имеющих общее происхождение и одновременно близко отлагавшихся.

Руды, образовавшиеся синхронно с вмещающими породами, называют сингенетическими, а возникшие в уже существовавших породах — наложенными (эпигенетическими).

Месторождение полезных ископаемых — природное или техногенное скопление минерального сырья, которое по своим качественным, количественным, горнотехническим, географо-экономическим и геоэкологическим параметрам соответствует условиям его рентабельной разработки.

Качественные параметры включают: содержания главных, второстепенных (при комплексных рудах) и вредных компонентов; состав рудных и жильных минералов; текстуры и структуры руд; технологические характеристики руд (табл. 1—3).

Рудопроявление — скопление минерального сырья, которое соответствует промышленным требованиям только по качественным параметрам, но практически не имеет выявленных запасов.

В зависимости от масштабов проявления выделяют следующие категории рудоносных площадей: провинция, область (пояс, бассейн), район (узел), поле, месторождение, рудное тело.

В *провинции* входят крупные структурные элементы земной коры, относящиеся к платформам (синеклизы, антеклизы, валы, реги-

Таблица 1

Примерные минимальные промышленные кондиции для коренных рудных месторождений

Металлы	Типичные представители	Минимальные запасы, т	Минимальное содержание металла, %
Черные	Железо, марганец	Сотни тысяч	20 — 25
Цветные	Медь, свинец, цинк, никель	Тысячи — десятки тысяч	0,4 — 1,0
Редкие	Вольфрам, молибден, олово, ртуть	Десятки — сотни тысяч	0,1 — 0,2
Радиоактивные	Уран, торий	То же	0,05 — 0,1
Благородные	Золото, платина	Килограммы	0,0005

Таблица 2

Объем горной породы, содержащей рассеянный металл в количестве, равном запасам месторождений мира (по В. И. Смирнову)

Металл	Кларк	Количество металла, тыс.т	Объем горной породы (содержащей соответствующее количество металла), км ³	Мировые запасы металла, тыс.т
Ванадий	0,02	50	0,1	500
Олово	0,008	200	26,5	5 300
Никель	0,02	500	40	20 000
Молибден	0,001	25	200	5 000
Уран	0,0004	10	200	2 000
Цинк	0,02	500	200	100 000
Медь	0,01	250	800	200 000
Свинец	0,0016	40	1 500	60 000

Таблица 3

Соотношение рудных месторождений различной крупности (по А. П. Соловову)

Месторождения	Относительное соотношение	Соотношение, %	Запасы, %
Крупные	1	0,25	46
Средние	7	1,75	32
Мелкие	49	12,25	22
Рудопроявления	343	85,75	—

ональные глубинные разломы, пассивные и активные окраины континентов, рифтовые системы и т. д.), складчатому поясу и дну морей и океанов с размещенными в их пределах специфическими ассоциациями месторождений.

Область полезных ископаемых входит составным элементом в провинцию, имеет изометрические очертания и характеризуется набором определенных по происхождению и составу месторождений. Область приурочена к тектоническим структурам первого порядка (мульдам, поднятиям, грабенам и т. д.).

Вытянутые линейные области, приуроченные к прогибам, глубинным разломам, зонам субдукции и рифтовым системам, называют *рудными поясами*. Их размеры варьируются от сотен до тысяч квадратных километров. В пределах континентальных и океанических плит выделяют *бассейны*, представляющие собой площади непрерывного распространения пластовой рудной минерализации, сформировавшейся в эпиконтинентальных морских условиях. Площади бассейнов измеряются сотнями — сотнями тысяч квадратных километров.

Рудным районом называют местное скопление месторождений в пределах более крупных тектонов (провинций, областей, поясов и бассейнов), обусловленное приуроченностью рудных проявлений к определенным тектономагматическим и литолого-фациальным обстановкам. В случае когда серия месторождений определенных видов полезных ископаемых сконцентрирована в местах пересечения разломов, такой район называют *рудным узлом*.

Рудное поле представляет собой небольшой участок земной коры (единицы — десятки квадратных километров), в пределах которого располагаются сближенные, одновременно образовавшиеся, генетически родственные месторождения. Рудное поле приурочено к конкретным геологическим структурам. Оно может состоять как из одного крупного месторождения с серией разобщенных залежей, так и из нескольких месторождений.

Месторождение представляет собой одно или несколько рудных тел, объединенных общностью происхождения и приуроченных к локальной геологической структуре. Его размеры варьируют от единиц до десятков квадратных километров.

Рудоносная зона — совокупность сближенных рудных тел, которая подчиняется единой геологической структуре. Обычно по площади занимает сотни квадратных метров — первые квадратные километры и протягивается на сотни метров до первых километров. Рудные тела в таких зонах могут разрабатываться совместно.

Рудное тело (рудная залежь) — скопление в недрах или на поверхности минерального сырья, которое ограничено контуром экономически целесообразной выемки. Рудное тело подчиняется одному или нескольким элементам геологического строения и имеет площадь от десятков до многих тысяч квадратных километров.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Анализ проблем, связанных с происхождением месторождений полезных ископаемых, выяснением условий их формирования, следует проводить на основе современной классификации месторождений.

Классификация месторождений полезных ископаемых как природных объектов должна удовлетворять ряду принципов:

- наличию цели разделения;
- системности или соответствию рангов классифицируемых объектов (например, нельзя сравнивать рудопроявления и месторождения);
- непрерывности классификационных ячеек;
- выдержанности оснований подразделений;
- невозможности вхождения одного и того же объекта в разные классификационные ячейки;
- непрерывности подразделений;
- предсказуемости свойств классифицируемых объектов и др.

Исходя из них существуют различные по целям и основаниям группировки месторождений, чему посвящена обширная литература. Из практически важных надо отметить подразделения месторождений по следующим критериям: форма рудных тел и рудоносных зон; степень сложности их строения — классификация Государственной Комиссии по запасам (ГКЗ) РФ; промышленные или геолого-промышленные типы месторождений; типы рудных формаций; генетические типы месторождений. Понятие геолого-промышленного типа месторождений близко промышленному, но при его выделении большее значение уделяется геологическим условиям рудолокализации.

В процессе постоянного круговорота минеральных масс в эволюционном развитии Земли формируются все известные типы месторождений полезных ископаемых. В соответствии с элементами этого циклического круговорота выделяют три серии образующихся горных пород, геологических структур и рудных месторождений: эндогенные, экзогенные и метаморфогенные.

Генетическая классификация месторождений полезных ископаемых

Группа	Класс	Типы месторождений
<i>1. Эндогенная серия</i>		
Магматическая	1. Ликвационный	Сульфидные медно-никелевые в основных и ультра-основных комплексах. Хромитовые, титаномагнетитовые и руды элементов платиновой группы в расслоенных ультраосновных комплексах. Редкие, редкоземельные и рассеянные элементы в щелочных комплексах
	2. Раннемагматический	Магматические горные породы, алмазоносные кимберлиты и лампроиты
	3. Позднемагматический	Хромитовые, титаномагнетитовые и апатит-нефелиновые
Карбонатитовая	Флюидно-магматический карбонатитовый	Перовскит-титаномагнетитовые, камафоритовые, редкометалльно-пиррохлоровые, редкоземельные и флюоритовые
Пегматитовая	1. Магматогенный	Керамические, мусковитовые, редкометалльные и цветных камней
	2. Флюидно-анапектический	Редкометалльно-пиррохлоровые и апатит-нефелиновые
	3. Флюидно-метаморфогенный	Керамические, мусковитовые, редкометалльных пегматитов и цветных камней
Скарновая	1. Известковый	Железорудные, вольфрам-молибденовые, медно-молибденовые, свинцово-цинковые
	2. Магнезиальный	Железорудные, медно-молибденовые, оловорудные, борные

Альбитит-грейзенная	1. Альбититовый 2. Грейзеновый	Бериллиевые, литиевые, урановые и редкоземельные Олово-вольфрамовые, литиевые, бериллиевые
Гидротермальная	1. Плутоногенный 2. Вулканогенный андезитоидный 3. Вулканогенно-осадоч- ный, базальтоидный, субмаринный	Штокверковые и жилыные: высокотемпературные медно-молибденпорфировые, золото-, олово-, медно-кварцевые; среднетемпературные полиметаллические, сурьмяно- мышьяковые, редкометалльные, ураноносные; низкотемпературные сидеритовые, родохрозитовые, магнезитовые, хризотил-асбестовые, баритовые Золото-серебряные, олово-вольфрамовые, ртутные, мед- ные, алунитовые, исландского шпата, самородной серы Колчеданные, медноколчеданные, колчеданно- полиметаллические
<i>II. Экзогенная серия</i>		
Выветривания	1. Остаточный и переотло- женный	Никель-кобальтовые, бокситовые, редкометалльные и редкоземельные, каолиновые, апатитовые, марганцевые
Осадочная	1. Механический россыпной	Гравийные, песчаные и глинистые (огнеупорные, бентитовые): континентальные россыпные золотые, платиновые, касситеритовые, алмазные, танталит-колумбитовые, корундовые; литоральные россыпные рутиловые, ильменитовые, циркониевые, касситеритовые, алмазные, цветные камни
2. Хемогенный		гидроксидные, суспензионно-коллоидные: бурых железняков, марганца, железо-марганцевых конкреций и корок;

Группа	Класс	Типы месторождений
		сульфидно-сульфатно-карбонатные: цветных и редких металлов в черных сланцах; сульфатно-галлоидные: каменных, калийных солей, боратов, лития
	3. Биохимический	Фосфоритовые (континентальные и прибрежно-морские) кремнистые породы (диатомит, трепел, опоки), известняки, угли, горючие сланцы, торф
Эпигенетическая	1. Грунтовых вод	Медистых песчаников, уран-ванадиевые в палеорусле
	2. Инфильтрационный	Редкометалльно-урановые
	3. Эксфильтрационный	Свинцово-цинковые в карбонатных породах, свинцовые в песчаниках, золоторудных и урановых в терригенно-карбонатных и черносланцевых толщах самородной серы, нефти и газа, йодобромистых и металлоносных рассолов
<i>III. Метаморфогенная серия</i>		
Метаморфизованная	1. Регионально-метаморфизованный	Железородные, марганцевые, золото-урановые, апатитовые, колчеданные
	2. Контактво-метаморфизованный	Железородные, графитовые, корундовые, скарнированные
Метаморфическая	1. Зеленосланцевый	Горного хрустала, мрамора, золото-кварцевые, кварциты, кровельные сланцы
	2. Амфиболитовый	Андалузитовые, кианитовые, силлиманитовые, наждака, амфибол-асбестовые
	3. Гранулит-эктогитовый	Гранатовые, рутил-ильменитовые, флогопитовые
	4. Импактитовый	Алмазные

Подобная эмпирическая закономерность с различными вариациями была положена в основу любых известных рудогенетических классификаций и изложена в трудах ведущих мировых ученых начиная с конца XIX в. Наиболее известны фундаментальные учебники К. И. Богдановича (1912), Л. де Лоне (1913), В. Эммонса (1918), А. Н. Заварицкого (1926), В. Лингрена (1932), В. А. Обручева (1934), Г. Шнейдерхена (1958), Ш. Парка и Р. Макдиармида (1963), В. И. Смирнова (1965, 1969, 1976, 1982), И. Ф. Романовича (1986), Чжай Юй Иена (1990) и многих других.

Итак, все месторождения полезных ископаемых условно разделяют на три серии. Каждую серию — на группы, а последние — на классы (табл. 4).

Эндогенные месторождения называют также гипогенными и связывают с внутренней энергией Земли. В данной серии выделяют шесть групп, которые рассмотрены в гл. 1.

Экзогенные (поверхностные, гипергенные) месторождения формировались вследствие механической, химической и биохимической дифференциации вещества земной коры под влиянием солнечной энергии. Здесь выделяют: *группу выветривания*, месторождения в которой связаны с древней и современной корой выветривания; *осадочную группу*, руды которой возникли при механической, химической, биохимической и вулканической дифференциации минерального вещества в бассейнах седиментации, включающую россыпи; *эпигенетическую группу*, рудообразование в которой происходило в осадочно-породных бассейнах в связи с деятельностью грунтовых или артезианских подземных вод.

Метаморфогенные месторождения возникают в глубинных зонах земной коры под воздействием господствующих там высоких давлений и температур. В этой серии выделяют две группы рудных образований: *метаморфизованную*, включающую преобразованные в новой термодинамической обстановке ранее возникшие месторождения любого генезиса; *метаморфическую*, образовавшуюся впервые в результате метаморфогенного преобразования минерального вещества или обусловленную процессами гидротермально-метаморфогенного концентрирования рассеянных рудных элементов или их соединений. Кратко рассмотрим основные генетические группы и классы месторождений.

Глава 1

ЭНДОГЕННАЯ СЕРИЯ

Эндогенные месторождения формировались под воздействием внутренней энергии Земли; они представлены шестью группами месторождений. Две группы — магматическая и карбонатитовая —

образуются из расплавов в процессах их дифференциации и ликвации, связанных со средними, основными и ультраосновными магмами. Четыре остальные группы — пегматитовая, альбитит-грейзеновая, скарновая и гидротермальная — ассоциируются с кислыми, средними и щелочными магматическими комплексами и формировались на позднеинтрузивной и постинтрузивной стадиях их становления.

1.1. Магматические месторождения

Магматические месторождения включают металлические и неметаллические полезные ископаемые, образовавшиеся в процессе дифференциации металлоносной магмы основного, ультраосновного и щелочного состава. Этот процесс протекает тремя путями.

1. Из рудно-силикатной магмы при охлаждении отделяется рудная компонента, кристаллизация которой приводит к образованию ликвационных месторождений: а) сульфидные Cu-Ni в основных и ультраосновных комплексах (Садбери, Дулут, Канада; Норильск-Талнах, Россия); б) хромитовые, Ti-магнетитовые и элементы платиновой группы (ЭПГ) в расслоенных ультраосновных комплексах (Бушвельд, ЮАР; Великая дайка, Зимбабве; Печенга, Россия; Камбалда, Австралия); в) редкие, редкоземельные и рассеянные элементы в щелочных платформенных комплексах зон тектономагматической активизации (мелкие проявления).

2. В магме при ее затвердевании полезные компоненты входят в состав минералов ранних стадий кристаллизации, формируя раннемагматические месторождения: а) магматические горные породы: строительные и облицовочные материалы: б) алмазносные кимберлиты и лампроиты (месторождения Якутской и Архангельской провинций, Россия; Южно-Африканской и Северо-Австралийской провинций).

3. В магмах, обогащенных летучими соединениями, минералы с полезными компонентами кристаллизуются после затвердевания породообразующих силикатов, формируя позднемагматические месторождения: а) хромиты, ассоциирующиеся с перидотитовой формацией (Кемпирсайское, Казахстан; Сарановское, Россия; Булькиза, Албания); б) Ti-магнетитовые, связанные с габброидными комплексами (Мало-Тагульское, Россия; Лак-Тио, Канада; Тегавус, США); в) апатитовые, иногда с магнетитом, приуроченные к щелочным массивам (Хибины, Россия).

Таким образом, среди магматических месторождений выделяют три класса: *ликвационный, раннемагматический и позднемагматический.*

1.1.1. Ликвационные месторождения

Ликвационные месторождения ассоциируются с расслоенными интрузиями и включают месторождения: медно-никелевые сульфидные; хромитовые, титаномагнетитовые и платиноидные; редких, редкоземельных и рассеянных элементов.

Медно-никелевые сульфидные месторождения связаны с двумя основными геотектоническими обстановками: областями тектономагматической активизации и зеленокаменными поясами докембрия. Основными рудными минералами являются: пирротин, пентландит и халькопирит. Месторождения развиты в областях тектономагматической активизации и встречаются в трех тектонических позициях: 1) в зонах глубинных докембрийских расколов (тип Садбери); 2) в континентальных докембрийских рифтовых зонах (Дулутский тип); 3) в мезозойских континентальных рифтовых зонах (Норильско-Талнахский тип). Два последних типа — Дулутский и Норильско-Талнахский — связаны с габбро-долеритовыми интрузиями, ассоциирующимися с платформенными платобазальтами.

Тип Садбери представлен единственным в мире огромным уникальным рудным объектом (рис. 1.1). О происхождении этого гиганта имеется две гипотезы. Согласно одной, месторождение приурочено к докембрийской кальдере, расположенной на глубинном расколе, по другой — рудоносная магма внедрилась также в древний раскол, но образованный экзотическим способом — упавшим огромным метеоритом. В любом случае на Канадском щите среди метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород гуронской серии на площади 60×20 км располагается лополитообразный никеленосный габбро-норитовый плутон. Он отличается от других рудоносных массивов отсутствием циклических образований, минеральной расслоенности и повышенным содержанием кварца. Богатые руды представлены тремя текстурно-структурными типами: сплошным, вкрапленным и прожилковым. На южном фланге плутона в лежачем боку выделяются залежи, представленные в нижней части сплошными рудами, в верхней — вкрапленными, а на северном в подстилающих норитах брекчиях имеются прожилково-вкрапленные тела. За пределами плутона в дайках норитов и габбро установлена промышленная вкрапленная минерализация.

Дулутский тип характерен для интрузивных комплексов, ассоциирующих с протерозойскими платобазальтами и приуроченными ко внутриконтинентальным рифтовым структурам. На типичном Дулутском месторождении комплексные интрузивы залегают в платобазальтах озера Верхнего (Канада). Оруденение наиболее тесно связано с норитами, в меньшей степени с троктолитами и редко с дунитами и перидотитами. Судя по изотопным данным,

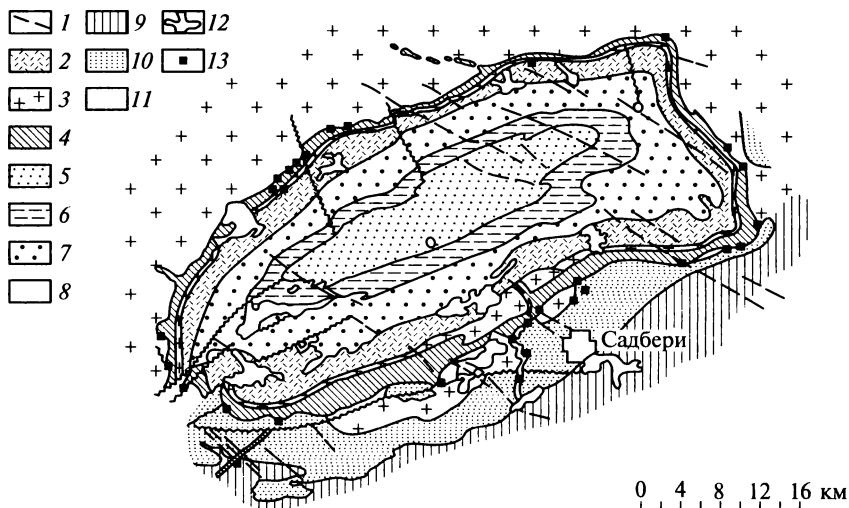


Рис. 1.1. Геологическая карта бассейна Садбери (по А.Д. Налдретту):
 1 — оливиновые диабазовые дайки; 2—4 — никеленосный плутон (2 — микропегматиты, 3 — габбро, 4 — нориты и субрасслоенные породы); 5 — песчаники Челмсфорд; 6 — сланцы Онватин; 7 — туфы Онапинг; 8 — граниты и гнейсы; 9 — кварциты; 10 — граувакки, кислые и основные вулканические породы; 11 — сбросы и надвиги; 12 — озера; 13 — медно-никелевые месторождения

серы сульфидов более 75 % ее количества было получено путем контаминации осадочных пород. Предполагают, что магма, обогащенная оливином и сульфидами, образовала сульфидоносную зону в дунитах. В результате последовавшей дифференциации возникли циклические триады: перидотит-троктолит-анортозит. Сульфидные залежи накапливались в основании перидотитовых членов.

Норильско-Талнахский тип связан с мезозойскими траппами. Уникальный Норильско-Талнахский рудно-магматический центр расположен на северо-западе Сибирской платформы и тесно связан с минерализованными триасовыми гипабиссальными силлами. Интрузии контролировались крупным разломом, имеют зональное строение и в основании сложены пикритами и пикритовыми долеритами, а в кровле — фельзитовыми разностями (рис. 1.2). В лежачем боку силлов выделяются горизонты сплошных руд, с которыми ассоциирует наиболее богатая медно-никель-платиновая минерализация. В кровле интрузивов развиты вкрапленные руды, а в подошве во вмещающих породах — прожилково-вкрапленные. Согласно существующей генетической модели базальтовые магмы, пересекая осадочный чехол, ассимилировали серу и оксид кальция из эвапоритов. Сера из сульфатной восстанавливалась до сульфидной. Сульфиды в форме капелек собирали рассе-

янные в расплаве никель, медь и элементы платиновой группы. Этому процессу способствовал содержащийся в расплаве углерод, захваченный магмой из карбоновых угленосных горизонтов.

В докембрийских зеленокаменных поясах развито два рудно-магматических типа месторождений: толеитовый и коматиитовый.

Толеитовый тип локализуется в раннепротерозойских вулканогенно-осадочных мобильных прогибах. К наиболее известным месторождениям этого типа относятся Печенга на Кольском полуострове и Линк-Лейк в Канаде. Печенгский рудный район приурочен к мощной протерозойской многофазовой вулканогенной серии. После проявления заключительной фазы основного вулканизма протекали процессы складкообразования и происходило внедрение базитов и гипербазитов в осадочные горизонты, разделяющие третью и четвертую вулканические толщи. Возникшие силы имеют три слоя: базальный перидотит — пироксенит — габбро. Сульфидные залежи связаны с перидотитами и серпентинитами и развиты преимущественно в синклиналиных прогибах. Помимо магматических встречаются тектонически ремобилизован-

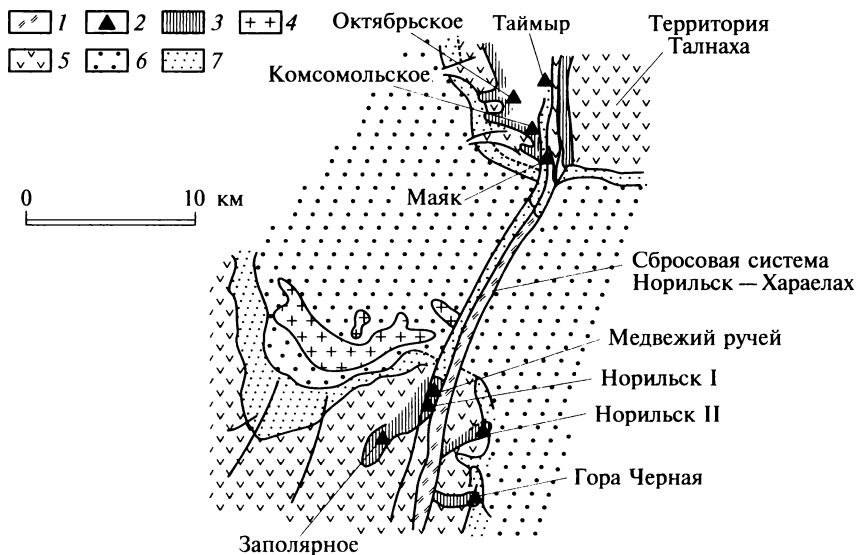


Рис. 1.2. Геологическое строение района Норильск—Талнах (частично схематизировано по картам В. И. Смирнова и А. А. Глазковского и других ученых с изменениями А. Д. Налдретта):

1 — сбросы; 2 — шахты; 3 — рудоносные интрузии, обнажающиеся на дневной поверхности; 4 — другие интрузивные породы; 5 — пермские — триасовые породы; 6 — каменноугольные — пермские континентальные осадки, включая угольные толщи; 7 — девонские — каменноугольные эвапориты и известняки

ные прожилково-вкрапленные руды. В рудном районе известно три типа рудных тел: 1) сплошные в подошве интрузий в перидотитах, сменяющиеся в направлении кровли вкрапленными; 2) брекчиевые в тектонических зонах; 3) прожилки во вмещающих тектонических сланцах. Первые два типа обогащены никелем ($Cu/(Cu + Ni) = 0,28$), а третий им обеднен ($Cu/(Cu + Ni) = 0,51$).

Коматиитовый тип связан с архейскими зеленокаменными поясами. По глубинам формирования и фациальному составу рудовмещающих магматических пород выделяют три группы месторождений: вулканогенные, субвулканические и плутоногенные.

Наиболее известным примером *вулканогенной группы* служат месторождения района Камбалда в Западной Австралии (рис. 1.3). Здесь рудовмещающий разрез слагают породы двух циклов вулканизма, каждый из которых сложен вулканитами, последовательно меняющими состав от основного до кислого. Венчает цикл пачка осадочных пород и горизонт железистых кварцитов. Рудные тела располагаются в пределах нижней коматиитовой части нижнего цикла, фациально переходящей в базальты. Для вулканогенных месторождений характерны невысокие общие запасы руд (около 5 млн т), но повышенные концентрации никеля (1,5—3,5%). Предполагают, что ликвация магмы на сульфидный и силикатный расплавы произошла еще в мантии. В дальнейшем оба расплава в форме

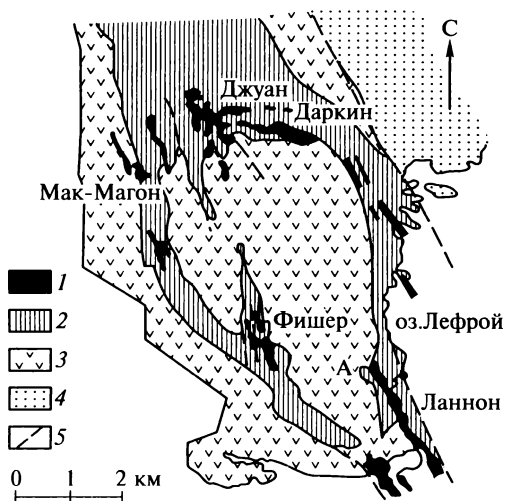


Рис. 1.3. Упрощенная карта купола Камбалда. Гранитоидные интрузивы для простоты не показаны. Контуры рудных тел спроецированы на дневную поверхность (по А. Д. Налдретту):

1 — рудные тела; 2 — ультрамафические потоки; 3 — базальты; 4 — осадки; 5 — сбросы

механической смеси совместно перемещались вплоть до излияния лав и кристаллизации руд в понижениях подошвы потоков.

Субвулканическая группа широко распространена в зеленокаменных протерозойских поясах в районе Манитоба (Канада), в никеленосных провинциях Западной Австралии и Южной Африки. Повсеместно руды располагаются в основании линз перидотитов. До 80 % запасов, а они составляют 40—50 млн т, приходится на рудные штокерки. Содержание никеля колеблется в пределах 1,5—2,5 %.

Плутоногенная группа, так же как и субвулканическая, характерна для протерозойских поясов. Наиболее известно месторождение Сикс-Майл в Западной Австралии. В этой группе оруденение имеет вкрапленный характер и обычно концентрируется в дунитовом ядре ультраосновных массивов, имеющих перидотитовую оболочку. Запасы руд составляют сотни миллионов тонн при низком (0,6 %) содержании никеля.

Анализ рудной минерализации ликвационных медно-никелевых месторождений показал, что оруденение в основных породах более обогащено медью, а в ультраосновных — никелем. В вертикальном разрезе рудных залежей наблюдается увеличение к подошве содержания Cu, Pt, Pd, Au и понижение Co, Ir и Os.

Существует пять гипотез генезиса данных месторождений: 1) ликвационное расслоение магмы на глубине и затем послойные инъекции; 2) ликвация или кристаллизационная дифференциация магмы на глубине и последующее одноактное внедрение таких гетерогенных расплавов; 3) ликвация или дифференциация магмы на месте становления массивов; 4) постмагматическое метасоматическое происхождение полосчатых рудоносных массивов; 5) магматическое замещение слоистых эффузивно-осадочных толщ.

Наиболее распространенными являются первые три гипотезы, остальные, вероятно, могут проявляться в особых геологических ситуациях.

Современная концепция, разработанная А. П. Лихачевым и А. Налдреттом, предполагает, что рудоносные магмы зарождаются на глубинах более 100 км в условиях фракционного плавления первичного сульфидсодержащего материала мантии. Подъем этих магм осуществляется в виде сульфидной жидкости, диспергированной в оксидно-силикатном расплаве. Рудное вещество транспортировалось в форме сульфидных капель. Кристаллизация расплава происходила с последовательным выделением пирротина, затем пентландита и, наконец, халькопирита. В предкристаллизационный период сульфидный расплав распадается на три несмешивающиеся жидкости, обогащенные железом, никелем, медью, различающиеся по температурам кристаллизации. Халькопиритовая жидкость может мигрировать на значительные расстояния. В заключительную стадию эволюции расплавная сульфидная сис-

тема переходит в гидротермальное окончание с образованием вторичных фаз — миллерита, пирита, халькопирита, пирротина, борнита, халькозина, ковеллина. Таким образом, на Норильском месторождении возникли уникальные миллеритовые руды.

Хромитовые, титаномагнетитовые и платиноидные месторождения развиты в расслоенных массивах, относящихся к тектоно-плутоническому типу областей протоактивизации докембрия. К наиболее известным рудоносным массивам относятся: Бушвельд и Великая Дайка Зимбабве в Южной Африке, Чинейский в Забайкалье, Стиллуотер в США и др.

Бушвельдский комплекс сформировался в раннем протерозое в пять стадий: андезитового вулканизма; фельзитового вулканизма; ультраосновного магматизма и образование расслоенной серии (норитовый комплекс); внедрение гранитной магмы; образование щелочных даек.

Норитовый комплекс представляет собой гигантский лополит мощностью более 7 км, в котором снизу вверх выделяются следующие слои: нориты (350 м); переслаивание норитов с перидотитами (1 500 м); рудоносная, так называемая критическая, зона норитов с прослоями дунитов и пироксенитов (100 м); габбро-нориты (3 500 м); габбро-диориты (2 000 м). В критической зоне выделяются три рудных горизонта: дунитовый с хромшпинелидами и платиноидами; анортозитовый с титаномагнетитами и норитовый с платиноносными сульфидами. В его пределах расположен риф Меренского — горизонт диаллаговых норитов, содержащих линзы хромитов и скопления сульфидов, обогащенных платиной и палладием.

Великая Дайка пересекает весь архейский кратон Зимбабве (длина 550 км и ширина 4—12 км) и представляет собой единое интрузивное тело в зоне глубинного раскола. Весь комплекс возник в течение 50 тыс. лет. Верхняя часть дайки до глубины 2—4 км имеет горизонтальное, а ниже вертикальное плитообразное залегание. В верхней части отмечается расслоение пород (сверху вниз): габбро; тонкий мощностью 0,3 м горизонт переслаивающихся дунитов, пироксенитов и перидотитов, обогащенный медно-никелевыми сульфидами с платиной; пачка слоистых ультраосновных пород с горизонтами хромитовых руд. Ниже следует безрудная нерасслоенная вертикальная часть интрузива, сложенная ультраосновными породами.

1.1.2. Раннемагматические месторождения

Раннемагматические месторождения образуются при формировании магматических комплексов основного и ультраосновного состава в любой геодинамической обстановке (в подвижных геосинклинальных поясах, на платформах, в зонах тектономагмати-

ческой активизации и т.д.). В складчатых поясах это обычно непромышленное вкрапленное или шлировое хромитовое оруденение в перидотитах, титаномагнетитов в габброидах, сульфидное медно-никелевое в мафитах и ультрамафитах. Для месторождений характерны: плавный переход от рудных тел к породам, отсутствие границ; отчетливый идиоморфизм рудных минералов, сцементированных более поздними породообразующими силикатами, и рассредоточенный характер оруденения.

В настоящее время практическое значение имеют только месторождения алмазов, связанные с кимберлитами и лампроитами, а потенциально промышленно алмазоносными могут быть астроблемы (например, известная Попигайская структура в России), трубки оливиновых мелилититов (на примере Архангельской алмазоносной провинции) и комплексы метаморфических пород (в первую очередь, месторождение алмазов Кумды-Коль Кокчетавского массива, Казахстан). Алмазы в природе встречаются в метеоритах; астроблемах; формационной группе, состоящей из кимберлитов, лампроитов и оливиновых мелилититов; метаморфических породах; различных комплексах ультраосновных, щелочно-ультраосновных, щелочно-базальтоидных пород не кимберлитового генезиса (минеттах, мафит-ультрамафитовых плутонах, перидотитах с линзами гранатовых вебстеритов, альпинотипных лерцолитах и др.).

Рассмотрим основные особенности алмазов из выделенных типов.

Кимберлиты, лампроиты и оливиновые мелилититы принадлежат к единой формации ультраосновных пород эффузивного облика существенно оливинового состава с несколько повышенным содержанием щелочей, образуя группу кимберлитов и родственных им пород. В настоящее время алмазоносные комплексы обнаружены: кимберлиты — на всех континентах, лампроиты — в Австралии, оливиновые мелилититы — в Архангельской провинции. Большинство рудных тел, а также содержащие их оливиновые мелилититы приурочены к древним кратонам. Эта закономерность, известная как правило Клиффорда, иногда нарушается. Так, лампроитовая трубка Аргайл с ураганной алмазоносностью находится в восточной части кратона Кимберли в пределах мобильной зоны Холс Крик (Австралия). Возраст кимберлитов варьирует в широком диапазоне. Так, для южно-африканских алмазоносных кимберлитов от докембрийских до позднемеловых возраст трубки Премьер составляет 1 200 млн лет, трубки Монастери — 90 млн лет. Для якутских трубок выделяют пять периодов кимберлитового магматизма с возрастом от 540 до 100 млн лет.

Наиболее продуктивны тела среднепалеозойского возраста (поздний девон — ранний карбон, 340—360 млн лет). Содержание алмазов в трубках этих пород сильно колеблется. В кимберли-

тах от первых десятых карата (1 карат (кар) = 0,2 г) до 5 кар/т. В трубке Аргайл, сложенной оливиновыми лампроитами, содержание алмаза высокое и составляет в среднем 5 кар/т. При этом в лампроитах встречаются уникальные кристаллы алмаза лилово-пурпурной окраски, до сих пор не обнаруженные в кимберлитах. В оливиновых мелилититах Архангельской провинции содержания алмаза достигают 0,2 кар/т, что позволяет рассматривать эти породы как новый потенциальный промышленный источник алмазов.

В основной массе кимберлитов и родственных пород кристаллы алмаза находятся в виде вкрапленников с размерами от первых микрокилометров до нескольких сантиметров. Масса самого крупного в мире кристалла алмаза «Куллинан», найденного в 1905 г. в трубке Премьер, равна 621,2 г, или 3 106 кар. При этом он был сколот, в связи с чем возможно обнаружение и более крупных кристаллов. Из трубки Удачная (Якутия), которая эксплуатировалась на протяжении более 30 лет, каждый год извлекали по несколько крупных кристаллов массой 50—150 кар. Алмаз в кимберлитах и родственных им породах встречается в виде кристаллов октаэдрической, кубической и додекаэдрической форм, переходных между ними, а также более сложных сростков и агрегатов (балласы, борт, карбонадо). В кимберлитах преобладают кристаллы октаэдрического габитуса, в оливиновых лампроитах и оливиновых мелилититах — додекаэдроподобные. В некоторых кристаллах алмаза наблюдаются тонкодисперсные включения графита, во многих — углеводородов. Особо отметим встречающиеся включения граната, клино- и ортопироксена, хромита, пикроильменита, сульфидов и т. д.

В некоторых трубках алмаз встречается в ксенолитах: пироповых перидотитах, пироксенитах и эклогитах. Значительно меньше (по сравнению с эклогитами) находок алмазонасных перидотитов. До последнего времени кимберлиты и лампроиты являлись единственными материнскими породами, из которых добывают алмаз ювелирного качества. Кроме того, «корни» тел, сложенных кимберлитами и родственными им породами, уходят на глубину до 200 км. Магмы выносят ксенолиты ультраосновных и основных пород с различных уровней. До настоящего времени большинство геологов, изучающих данную группу трубок, рассматривали их как сверхглубокие скважины — «окна в мантию». Не все трубки алмазонасны. Количество тел с промышленным содержанием алмазов составляет не более 2 % от общего числа открытых трубок. Из кимберлитов также попутно можно добывать и самоцветы: циркон-гиацинт, гранат-пироп, оливин-хризолит, а саму кимберлитовую массу из отходов алмазодобычи можно использовать при производстве строительных, огнеупорных и многих других ценных материалов.

Метаморфические породы с промышленными концентрациями алмазов были открыты в Казахстане в Кокчетавском срединном массиве в 1977 г. (месторождение Кумды-Коль), где они приурочены к породам зерендинской серии нижнего протерозоя, залегающим в основании разреза фундамента Кокчетавского массива. Алмазоносная зона имеет протяженность 1300 м и мощность от 40—60 до 180—200 м. Наиболее высокое содержание алмазов установлено в биотит-гранатовых гнейсах. Содержание графита в породах колеблется в пределах 0,3—10 %. Его изотопный состав близок к составу алмазов. Кроме гранат-биотитовых гнейсов алмазоносными являются силикатные мрамора, тремолит-хлорит-кварцевые породы, среднезернистые и гигантозернистые гранат-пироксеновые породы, эклогиты. Алмазы обнаружены не только в межзерновом пространстве, но и в пороодообразующих минералах. Алмазы размером около 12 мкм и коэзит сохранились внутри гранатов и цирконов. Алмаз находится в тесной парагенетической связи с графитом. В породах отмечается повышенное содержание углекислоты, метана и других углеводородов. Распределение алмазов в породах неравномерное. Установлена связь концентрации алмазов со степенью графитизации, метасоматоза, пиритизации и с разломами. Среднее содержание составляет 23,43 кар/т, достигая 100 кар/т; размер кристаллов 15—150 мкм. Алмазы из метаморфических пород обладают рядом типоморфных особенностей. Они представлены кубическими, скелетными и сфероидальными кристаллами зеленовато-желтого и желтого цвета; содержат на порядок выше кремния, алюминия, титана, ванадия, железа, сурьмы, мышьяка, золота, на два порядка хрома, кобальта, марганца, редкоземельных элементов (РЗЭ).

Особый интерес представляют собой межзвездные, или досолнечные, алмазы субмикронных размеров, отнесенные к так называемым наноалмазам. Они установлены в космической пыли и примитивных хондритах. Содержание их в примитивных хондритах составляет около $1\ 400\ \text{млн}^{-1}$; имеют досолнечный возраст (более 4,5 млрд лет) и субмикронные размеры. Характерная особенность таких алмазов — тесная ассоциация с другими углеродсодержащими экзотическими фазами: карбидом кремния — муассанитом, карбидом вольфрама, карбидом циркония и карбидом титана. Основываясь на необычном несолнечном распределении элементов и изотопии редких газов, многие исследователи предполагают, что образование таких наноалмазов происходило в результате конденсации из газовой фазы в высокоэнергетической плазме при взрыве сверхновых звезд.

Астроблемы — это геологические структуры (кратеры, воронки, лунки), сформированные при падении метеоритов-объектов на Землю. При мощном воздействии космического тела на поверхности Земли внутри кратера формируются продукты взрыва —

импактиты — породы, в которых среди высокобарических и высокотемпературных минералов образуется алмаз. В момент удара давление на породы может достигать нескольких гигапаскалей, а температура — десятков тысяч градусов. Впервые алмазы в импактитах были найдены В.Л. Масайтисом в кратере Попигайской структуры на севере Сибирской платформы диаметром 100 км и возрастом 35,7 млн лет. Отмечено высокое содержание алмазов (10 — 50 кар/т).

Импактные алмазы по многим своим особенностям резко отличаются от алмазов из других типов пород. Они не содержат азот, изотопно легки, обогащены радиоактивными и редкоземельными элементами. Характерны преимущественно силикатные наросты (стекла плавления разнообразного состава), сингенетические и эпигенетические графит и кварц, вроски пирита, пирротина, ильменита и включения гематита и кристобалита. Содержание примесей (Si, Fe, Mg) в алмазе на 2 — 3 порядка выше по сравнению с алмазами из кимберлитов.

Месторождения алмазов, связанные с телами кимберлитов и лампроитов, приурочены к разломам активизированных древних платформ. Выделяют несколько главных эпох таких активизаций: протерозойская (Африканская и Индийская платформы), раннепалеозойская (Русская), позднепалеозойская и раннемезозойская (Сибирская, Африканская, Австралийская). Часто процессы активизации протекают на одной и той же платформе в несколько этапов. На Сибирской установлено три этапа: каменноугольный, триасовый и юрско-меловой.

Алмазоносные кимберлитовые магматические тела сложены ультраосновной порфировой породой, которая представляет собой либо остаточный продукт длительного фракционирования, либо результат частичной выплавки мантийного вещества. Кимберлит обычно цементирует эруптивные брекчии трубок, содержащих обломки как чужеродных (осадочных, метаморфических и магматических и других комплексов), так и родственных пород.

К протомагматическим минералам кимберлитов относятся: алмаз, оливин, пироп, энстатит, диопсид, хромит, ильменит, шпинель, магнетит, флогопит, апатит, графит. Алмазоносные кимберлиты выполняют цилиндрические или овальные полости, образуя трубообразные тела, имеющие сечение от нескольких метров до нескольких сот и даже тысяч метров. Так, наиболее крупная в мире трубка Мвауди в Танганьике имеет сечение $1\ 625 \times 1\ 070$ м. Трубки прослежены на глубины свыше 1 км. При этом поперечные сечения резко сокращаются (трубка Мир в Якутии на глубине 600 м уменьшается в 5 раз). Часто трубки на глубине переходят в дайки.

В настоящее время на нашей планете выявлено более 5 тыс. кимберлитовых трубок, но алмазоносными являются не более 1 — 2 %. Распределение алмазов в интрузивном теле — от неравномер-

ного до равномерного с тенденцией снижения их концентрации с глубиной. К наиболее алмазонасыщенным относятся кимберлиты с низкими содержаниями оксидов титана и калия; уменьшением концентраций глинозема, но с повышенной хромистостью пирропа и диопсида.

К самым ярким открытиям последней четверти XX в. относится обнаружение новой Архангельской алмазонасыщенной провинции на севере Русской платформы. Здесь многочисленные кимберлитовые трубки имеют верхнедевонский возраст, прорывают слабо-литифицированные песчано-глинистые отложения венда и перекрываются карбонатно-терригенными комплексами среднего карбона (рис. 1.4). Они имеют округлые или овальные очертания с

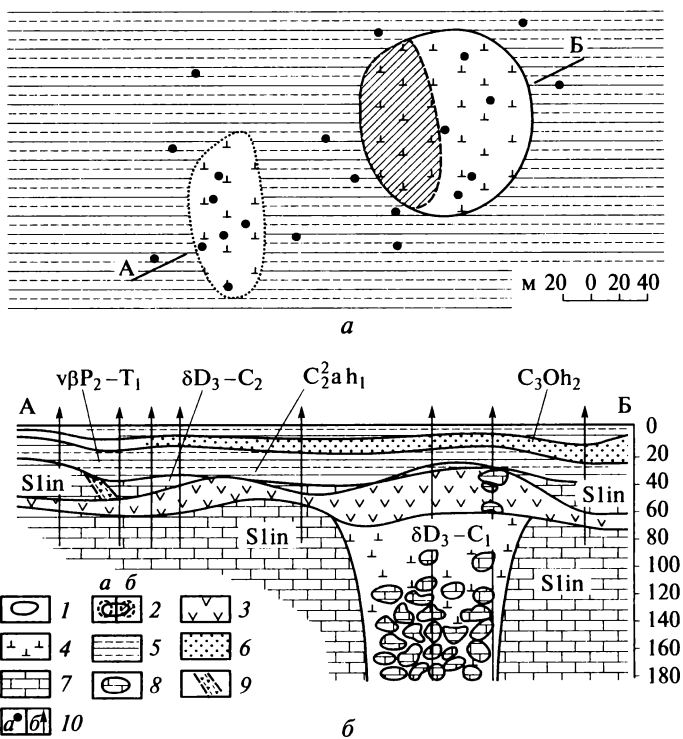


Рис. 1.4. Кимберлитовая трубка Алакитская в плане (а) и разрезе (б) (по А. И. Крючкову, А. Д. Харькину, В. В. Роговой):

1 — контур трубки под траппами; 2 — контур отторгнутого блока (а) и срезанной части трубки (б); 3 — долериты, Р—Т; 4 — кимберлиты; 5—7 — перекрывающие породы, P₂ (5 — алевриты, 6 — песчаники, 7 — вмещающие породы — известняки нижнего палеозоя мексикской светы лландоверийского яруса); 8 — ксенолиты осадочных пород в кимберлитах («плавающие рифы»); 9 — зоны брекчирования в известняках; 10 — скважины на плане (а) и в разрезе (б); А—Б — линия разреза

сечениями 300 × 400 м. Мощность перекрывающих толщ 130—160 м. Трубки сложены кимберлитовыми ксенотуфобрекчиями. Выделяются своеобразные автолитовые брекчии, содержащие обломочный материал нескольких генераций. В туфовых разностях до 90 % кимберлитового материала, а в туффитовых — менее 50 %.

Лампроиты — новый источник промышленных алмазов. В конце 1970-х гг. в Австралии были открыты алмазоносные тела лампроитов. Лампроит — богатая калием и магнием основная или ультраосновная лампрофировая порода вулканического или интрузивного гипабиссального происхождения. Главные минералы: оливин, клинопироксен (диопсид), флогопит (обычно титансодержащий), лейцит, амфибол (типичен калиевый рихтерит), ортопироксен, санидин и стекло. Аксессуары представлены апатитом, нефелином, шпинелью, перовскитом, ильменитом.

В породе всегда присутствуют ксенолиты минеральных агрегатов, образованные в условиях верхней мантии (оливин, пироксен, гранат, шпинель). Для лампроитов характерны высокие отношения (более 3,0) K_2O/Na_2O и повышенные концентрации Rb, Sr, Ba, Ti, Zr, Pb, Th, U и легких редкоземельных элементов. Лампроитовые тела по сравнению с кимберлитовыми имеют большие размеры. Их формы — трубки (наиболее типичные напоминают бокал для шампанского), штоки, силлы и дайки. В качестве примера можно отметить крупное алмазоносное поле Биг Спринг (Австралия). Здесь многочисленны трубки, сложенные оливинами и оливин-флогопитовыми лампроитами, прорывают докембрийские гранодиориты и девонские терригенно-карбонатные толщи (рис. 1.5).

Существует три группы гипотез происхождения алмазов: 1) в ассоциации с кимберлитовой и лампроитовой магмами; 2) в метаморфических комплексах; 3) экзогенно-эндогенный механизм в связи с переплавлением пелагических океанических осадков.

Первая группа включает пять гипотез: 1) алмазы образуются путем ассимиляции ультраосновной магмой углеродсодержащих пород; 2) алмазы кристаллизуются на мантийных глубинах, захвачены расплавом и вынесены магматическими потоками к поверхности; 3) алмазы кристаллизуются в самой кимберлитовой или лампроитовой магме, как ее естественные породообразующие минералы; 4) алмазы образуются в постмагматическую стадию в связи с пневматолитовыми и даже гидротермальными процессами; 5) алмазы формируются из глубинных подкорových флюидных потоков.

Вторая группа представлена четырьмя гипотезами. 1. Эта гипотеза выдвигает концепцию корового образования алмаза в метаморфических породах из углеродсодержащего флюида при относительно низких температурах и давлениях (О. М. Розен, Л. Д. Лаврова и др.). 2. А. А. Маракушев считает, что алмазы перво-

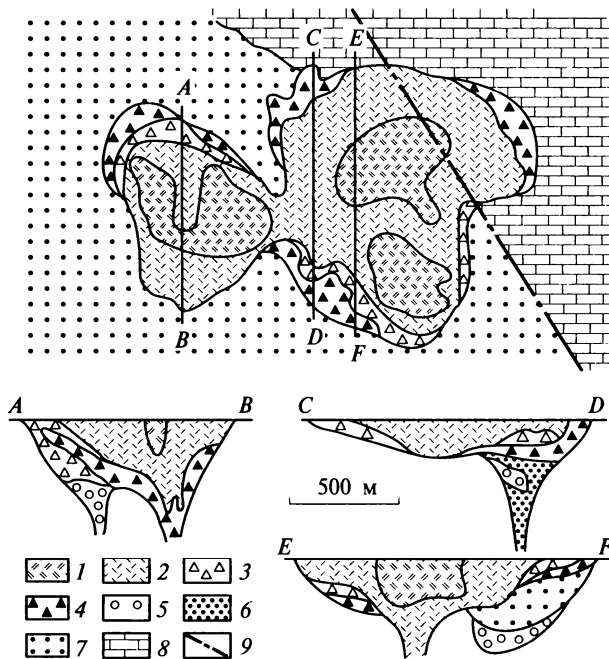


Рис. 1.5. Геологическая карта и разрезы лампроитовой трубки
Элендайл-4 (по А.Джейксу):

1 — флогопит-оливиновые лампроиты; 2 — оливиновые лампроиты; 3 — автобрекчированные оливиновые лампроиты; 4 — лапиллиевые туфы оливиновых лампроитов; 5 — лапиллиевые туфы и туфобрекчии; 6 — песчанистые туфы; 7 — пермские песчаники; 8 — девонские карбонатные отложения; 9 — разрывные нарушения

начально возникли в расслоенных интрузивах мантийных эклогитов и перидотитов, которые зарождаются в глубинных частях мантии и окончательно формируются в земной коре. Этот вывод сделан на основе результатов детального изучения богатых фтором хондрит-клиногумитовых гранатовых перидотитов Кокчетавского массива в ассоциации с эклогитами и алмазоносными гранатовыми пироксенитами. Далее алмазоносные пироксениты зерендинской серии совместно с перидотитами, эклогитами и вмещающими их породами подверглись складчатости и глубоким метаморфическим преобразованиям, сопровождавшимся карбонатизацией и окварцеванием с частичным унаследованием их алмаза. В этом процессе возникают уже вторичные алмазоносные породы различного типа. Метаморфизм связан с орогенной стадией развития складчатого пояса зерендинской серии, сопряженной с глубинной гранитизацией. Аллохимический характер метаморфизма, со-

провождаемого образованием биотита, мусковита, калиевого полевого шпата, придает геохимическую специфику гранатовым пироксенитам и эклогитам. 3. Н. В. Соболев выдвинул гипотезу, согласно которой предполагается погружение метаморфических толщ в зоне субдукции на мантийные глубины, где достигаются необходимые сверхвысокие температуры и давления, а углерод в С—О—Н флюиде наследуется коровый, т. е. здесь как бы сохраняется баланс между ультравысокими давлением и температурой и коровыми значениями 13 °С. 4. С. В. Дигонским (2005) разработана модель газофазного образования природного алмаза из газообразных углеводородов и показана определяющая роль скорости нагрева вещества (свыше 1 000 °С) при газофазном синтезе алмаза. Синтез алмаза и графита из газообразных углеводородов осуществляется без применения давления и практически при одних и тех же температурах, но мгновенный нагрев углеводородов приводит к росту алмаза, а медленный нагрев — к пиролизу с образованием графита. Исходя из этого ученый высказал предположение, что коровый генезис алмаза определяется «шоковым нагревом» природных углеводородов.

Отмечено, что в алмазоносных породах рудной зоны Кумдыкольского месторождения наблюдается повышенное содержание углекислоты, метана и других углеводородов. Эти углеводороды испытали тепловой шок при внедрении гранитов и метасоматической переработке осадочных пород в зоне контакта. Находки алмазов можно прогнозировать в метаморфизованных осадочных толщах, содержащих включения графита, причем в зоне контакта с интрузивами, где мог иметь место шоковый нагрев, сопровождавшийся метасоматической переработкой пород.

Третья группа представлена разработанным О. Г. Сорехтиным экзогенно-эндогенным механизмом образования алмазов в связи с переплавлением пелагических океанических осадков. Согласно этой концепции алмазоносные породы образуются при переплавлении пелагических осадков, затянутых на большие глубины по древним зонам поддвига плит под континенты. Однако только тяжелые железорудные осадки, плотность которых превышала среднюю плотность континентальных литосферных плит (около 3,2 г/см³), могли погружаться на большие глубины вплоть до их подошвы.

Из геологической летописи известно, что такие осадки отлагались только в конце архея и во второй половине раннего протерозоя. В протерозое тектоническая активность Земли резко снизилась и ее дальнейшее развитие пошло по законам тектоники литосферных плит: возникли зоны поддвига плит, а мощность континентальных литосферных плит (вместе с земной корой) быстро возросла до 200—250 км. Именно по этой причине расплавы глубинных алмазоносных пород — кимберлитов и лампроитов — могли

возникать только во второй половине раннего протерозоя около 2,2—1,9 млрд лет назад. О том, что кимберлиты, лампроиты и родственные им породы возникли из древних океанических осадков, свидетельствуют их химические составы, резкое обогащение литофильными элементами и распределение редкоземельных элементов. При этом кимберлиты образовались благодаря переплавлению богатых карбонатами пелагических осадков тропического пояса, а лампроиты — за счет осадков бореальных и полярных зон Земли.

Каким бы способом алмазосодержащие магмы не образовались, они по разломам поднимались в верхние горизонты земной коры. При достижении критического уровня давления газовой составляющей магмы происходил прорыв слоистой оболочки платформ. В условиях Сибирской платформы такой прорыв начинался с глубин 4—1 км. Когда и какое количество алмазов образовалось в этом длительном процессе, на уровне современных представлений определить невозможно. Появление кимберлитового и лампроитового магматизма в фанерозое связано с планетарными циклами тектонической активности. Выделяют 13 таких циклов. Глобальный характер этого магматизма характерен для девонской, юрской и меловой эпох. Наиболее молодые месторождения возникли в палеогене (Южная Африка, Танзания).

При поверхностном разрушении алмазосодержащих трубок образуются разнообразные континентальные и дельтовые морские россыпи. Важным поисковым признаком для их обнаружения служит наличие в шлихах минеральной ассоциации: оливин, пироп, пикраильменит и хромдиопсид. Содержание алмазов в любых случаях принято измерять в каратах. На промышленных месторождениях среднее содержание алмазов в рудах составляет около 0,5 кар в 1 м породы. В крупных месторождениях запасы алмазов достигают десятков миллионов карат (Мир, Якутия; Мвауди, Танганьика; Биг Спринг, Австралия и др.).

1.1.3. Позднемагматические месторождения

Группа позднемагматических месторождений образуется из остаточных расплавов, обогащенных газожидкими минерализаторами, способствовавшими задержке раскристаллизации таких расплавов до конца отвердевания массивов материнских пород. Для месторождений характерны: эпигенетический характер рудных тел, представленных обычно жилами, линзами и трубками; ксеноморфный облик рудных минералов, цементирующих ранние породообразующие силикаты и создающих сидеронитовую структуру; большие запасы богатых руд. К типичным позднемагматическим месторождениям относятся: хромитовые, связанные с перидотитовой формацией; титаномагнетитовые, ассоциирующие с габ-

броидными комплексами; апатитовые, иногда с магнетитом, приуроченные к щелочным массивам.

Хромитовые месторождения представляют собой интрузивную фацию внутри гипабиссальных дифференцированных массивов ультраосновных пород, имеющих форму лакколитов и силлов. В типичном случае в строении массивов выделяют снизу вверх четыре горизонта: дунитовый, гарцбургитовый, лерцолитовый и пироксенитовый. Рудная минерализация приурочена к серпентинизированным дунитам и гарцбургитам и представлена разнообразными хромшпинелидами (феррихромиты, хромиты, магнохромиты и др.). Для руд характерны нодулярные, полосчатые, пятнистые, брекчиевые и вкрапленные текстуры, а также мелко- и среднезернистые структуры. Из нерудных самыми распространенными являются оливин, серпентин, хлорит и карбонаты.

Согласно А. А. Маракушеву рудоносность гипербазитового магматизма определяется отделением от силикатных магм хромшпинелевых флюидных расплавов, содержащих фазы концентрации платиновых металлов, представленных самым низкоэнтропийным парагенезисом в дунит-гарцбургитовых комплексах (хромитоносной) формации и более высокоэнтропийным парагенезисом в верлитовых (дунит-клинопироксенитовых) комплексах платиноносной формации. Дунит-гарцбургитовые комплексы представлены гигантскими интрузивами гипербазитовой офиолитовой формации, тогда как дунит-клинопироксенитовая ассоциация входит в состав зональных и расслоенных комплексов с основными породами, относясь к базитовой формации. Основой их разделения было базит-гипербазитовое расслоение первичных магм, сопровождавшееся кислотно-щелочным эффектом.

С дунит-гарцбургитовым магматизмом ассоциирует хромовое оруденение, а осмий и рутений относятся к элементам-примесям. Платиновые металлы в хромититах офиолитовых массивов имеют только геохимическое значение. Проявление в магматизме щелочной тенденции, выражаемой развитием лерцолитов, коррелируется с повышением его платиноносности и вхождением иридия в парагенезис с осмием и рутением. Самые богатые этими платинидами хромититы были выявлены в Кемпирсайском массиве на Южном Урале, где они залегают в дунитах.

Месторождения хромитов формировались во все геологические эпохи от архейской до третичной включительно в глубинных зонах срединно-океанических хребтов и рифтовых структурах континентов. Известно три точки зрения на их генезис: 1) это продукты либо кристаллизационной дифференциации, либо ликвации магнезиально-силикатной базальтовой магмы; 2) руды обособились среди дунитов верхней мантии и затем вместе с ними в виде протрузий были выжаты в верхние горизонты земной коры; 3) хромиты возникли в результате метасоматического высвобождения

дения шпинели из экстагита при его распаде вследствие дунитизации гарцбургитов.

На крупных месторождениях запасы руд составляют сотни миллионов тонн. Для металлургических целей необходимы руды с содержанием Cr_2O_3 более 45 % и соотношением $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ более 2,5. В химической промышленности используют более бедные руды (35—40 %).

Месторождения титаномагнетитов генетически связаны с дифференцированной габбро-пироксенит-дунитовой формацией ранних стадий мобильных поясов. В анортозитах и габбро-анортозитах развиты ильменитовые с присутствием магнетита, гематита или рутила руды, а с габбро-норитами — преимущественно ильменит-магнетитовые. Масштабы рудообразования обусловлены длительностью остывания и полной дифференциации магмы и интенсивностью позднемагматического поля тектонических напряжений. Остаточный расплав, обогащенный рудным веществом, отжимался в ослабленные зоны, где формировал жилы, линзы, гнезда, шпирсы и ленты, сложенные тремя главными минералами: титаномагнетитами, ильменитом и рутилом. Положение и форма рудных тел контролировались элементами протемагматического расслоения и субгоризонтальными зонами сколов. В рудах широко развиты сидеронитовая структура и вкрапленная, пятнистая, полосчатая и массивная текстуры. Попутно из титаномагнетитовых и ильменит-магнетитовых руд добывается ванадий (в мире 90 %). В России главным источником получения ванадия являются магматические месторождения железа Качканарской группы (Урал), где только в одном Гусевогорском месторождении запасы ванадия составляют 4,5 млн т. Другим уникальным мировым объектом по добыче ванадия являются ильменит-магнетитовые руды Бушвельда (ЮАР).

Выделяются два периода интенсивного формирования месторождений этого типа: протерозойский (развиты на всех континентах мира) и палеозойский (Скандинавия, Урал). На крупных месторождениях запасы руд достигают нескольких миллиардов тонн с содержанием в них железа 10—53 %, оксида титана 2—20 % и ванадия 0,1—0,5 %, иногда до 8 % (Индия, Пакистан).

Апатитовые месторождения связаны с щелочным магматизмом активизированных платформ. Наиболее крупным объектом этого типа является *Хибинский массив щелочных пород* на Кольском полуострове, сформированный процессами тектономагматической активизации герцинского периода на Балтийском щите (рис. 1.6). Массив имеет форму конического лополита, сужающегося на глубине. Его образование связывают с разновременным внедрением хибинитов и нефелиновых сиенитов.

Вдоль границы между внешней хибинитовой частью массива и внугренней сиенитовой формировалась зона, сложенная порода-

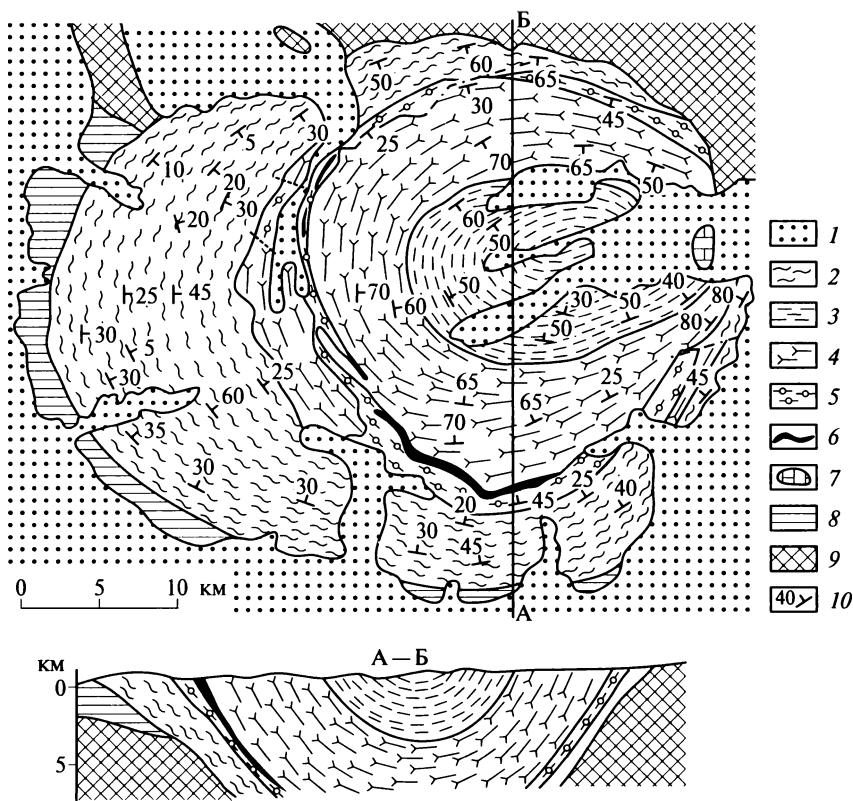


Рис. 1.6. Схема геологического строения Хибинского массива (по А. В. Галахову (1975) и др., с упрощениями А. А. Маракушева):

1 — четвертичные отложения; 2—4 — нефелиновые сиениты (2 — хибиниты, 3 — фойяиты, 4 — рисчорриты и лявочорриты); 5 — уртиты и ийолиты; 6 — апатитовые руды с нефелином и сфеном; 7 — карбонатиты; 8, 9 — вмещающие породы (8 — протерозойские сланцы и эффузивы, 9 — архейские гнейсы); 10 — элементы залегания

ми ийолит-уртитового ряда, с которыми пространственно и генетически связаны наиболее важные залежи апатита. Они представлены прерывистым кольцом крупных линз, расположенных вдоль поверхности отслоения ийолит-уртитов (лежащий бок) и перекрывающих их рисчорритов (висячий бок). Линзы, крупнейшая из которых Кукисвумчерр, имеют зональное строение. В их нижней части развиты сетчатые руды, в центральной — полосчатые, а в верхней — пятнистые.

Кроме апатита, слагающего 25—75 % объема рудной массы, в ее состав входят нефелин, эгирин, амфибол, сфен, титаномагнетит.

На природу этого уникального массива есть три точки зрения. Согласно наиболее распространенной из них на глубине происходила дифференциация щелочной магмы и затем внедрение дифференциатов вдоль конической зоны отслоения, заложившейся между внешней оболочкой и позже возникшим ядром Хибинского лополита. По второй версии строение массива определялось процессами кристаллизационной дифференциации на месте его становления. Обособление апатитового кумулята в данном случае происходило под воздействием конвективных течений. Третья точка зрения принадлежит А. А. Маракушеву, согласно представлениям которого процессы ликвации привели к разделению апатит-уртитовых расплавов на нефелиновый и фосфатный компоненты на заключительной стадии формирования месторождения. К этому же типу относятся и апатит-магнетитовые месторождения, связанные с сиенитовым магматизмом. Рудные жилы и линзы обычно приурочены к контакту щелочных гипабиссальных пород, являющихся продуктами последовательных фаз внедрения при формировании сложных интрузивных комплексов. В составе руд помимо магнетита (50—70 %) и апатита (до 15 %) выделяются небольшие количества гематита, диопсида, амфибола, турмалина, циркона, биотита, кварца и карбонатов. Апатит-магнетитовые месторождения известны в Швеции (Кирунавара), США (Андирондак), Мексике (Маркадо, Дуранго), Чили (Альгарробо), России (Лебяжинское, Маракульское).

1.2. Карбонатитовые месторождения

Карбонатитами называют эндогенные скопления карбонатов, пространственно и генетически связанных с формациями ультраосновных щелочных пород и нефелиновых сиенитов. В настоящее время в мире известно более 400 массивов интрузивных пород, с которыми ассоциируют карбонатитовые месторождения. Среди них крупнейшими являются: Араша (Бразилия), Гулинское (Сибирь), Ковдор (Кольский полуостров), Сокли (Финляндия), Палабора (Южная Африка). Формирование массивов протекало только на древних платформах в интервале времени от позднего докембрия до третичного периода включительно.

В пределах сложных комплексных полифазных интрузий выделяют карбонатитовый комплекс, представляющий собой пространственно-генетическую совокупность карбонатитов и сингенетических и синхронных им карбонатитоидов — пород, в составе которых карбонаты расчленяются на три группы. 1. Карбонатитоиды — силикатные (с оливином, мелилитом), алюмосиликатные (с нефелином, калишпатом, альбитом, биотитом, канкринитом, хлоритом), фосфатные (с апатитом), оксидные (с магнетитом,

гематитом) и сульфидные (с пирротинном, халькопиритом, пиритом и другими сульфидами) породы. Для них характерно среднее содержание CO_2 , равное 4 %. 2. Карбонатитоиды — это карбонатно-силикатные, алюмосиликатные, фосфатные, оксидные, сульфидные породы. В них содержится в среднем 15 % CO_2 . 3. Карбонатиты — породы со средними концентрациями CO_2 , равными 35 %.

Рудоносные массивы обычно формируются в течение 10—100 млн л в два этапа: раннемагматический и позднемагматический. Первый этап подразделяется на четыре стадии: гипербазитовую (дуниты, перидотиты), щелочную гипербазитовую (щелочные пироксениты, биотитовые перидотиты), ийолит-мельтейгитовую и нефелиновых сиенитов. Позднемагматический, или собственно карбонатитовый, этап также подразделяется на четыре стадии: кальцитовую, магнезиокальцитовую, доломит-кальцитовую и доломит-анкеритовую. Установлена четкая последовательность минералообразования: кальцит-доломит-анкерит. Наиболее распространенными формами карбонатитовых тел являются системы конических жил, падающих как к центру массива, так и от него; радиальные дайки; линейные жильные зоны и крутопадающие линзовидные штокверки.

Латеральная зональность строения карбонатитовых массивов представлена двумя типами: центростремительным, когда в центре массива располагаются наиболее молодые фации пород, и центробежным, характеризующимся обратными соотношениями. С описываемыми интрузивными комплексами связаны ореолы экзо- и эндоконтактового метасоматоза. В экзоконтактах развивается фенитизация, представленная вторичными выделениями ортоклаза, альбита и эгирина, а в эндоконтактах — образованием разнообразных минеральных ассоциаций: нефелинпироксеновых, пироксен-флогопитовых и пироксен-амфиболовых.

Согласно данным Л. С. Бородина, выделяется четыре петрологические группы карбонатитовых систем: магматическая (мантийная, щелочная, ультраосновная и базальтовая) (рис. 1.7). С ней связаны силикатные породы — дифференциаты мантийных магм: дуниты, пироксениты, ийолиты, мельтейгиты и др.; флюидно-магматическая (комплексная мантийно-коровая); флюидно-карбонатитовая (мантийно-коровая, фенито-карбонатитовая); флюидно-анатектическая (мантийно-коровая, нефелино-сиенито-карбонатитовая). С этими системами связано шесть типоморфных рудных формаций: перовскит-титаномagnetитовая (Гулинское месторождение), камафоритовая (апатит-форстерит-магнетитовая) (Ковдор), редкометалльных, пирохлоровых карбонатитов, редкоземельных карбонатитов, флюоритовых карбонатитов и апатит-нефелиновых руд. В вертикальном разрезе карбонатитовых систем

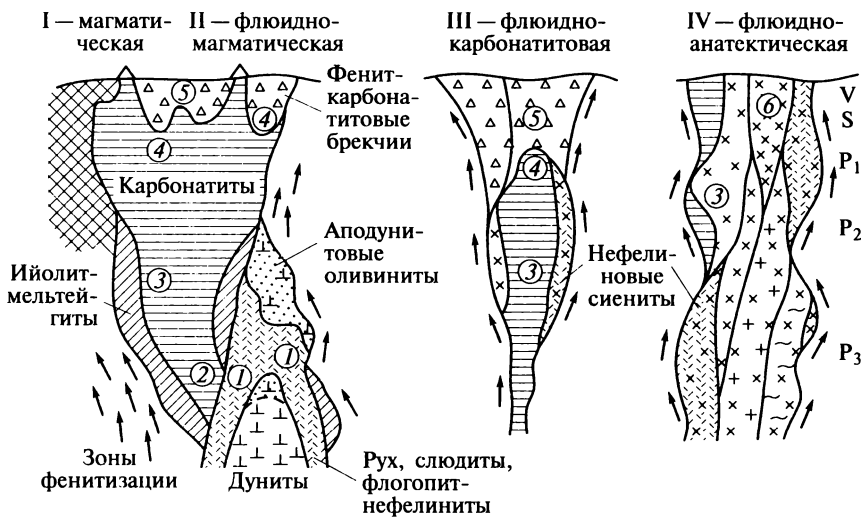


Рис. 1.7. Рудно-петрологические группы карбонатитовых систем (по Л. С. Бородину с изменениями и дополнениями В. И. Старостина): рудные формации: 1 — перовскит-титаномagnetитовая; 2 — камафоритовая (апатит-форстерит-магнетит); 3 — редкометалльная пироклоровая; 4 — редкоземельная; 5 — флюоритовая; 6 — апатит-нефелиновая; уровни: V — вулканический; S — субвулканический; P₁, P₂ — гипабиссальный; P₃ — абиссальный

выделяют три фации глубинности: поверхностная, гипабиссальная и абиссальная.

Поверхностная, или вулканическая, фация (0,0—0,5 км) представлена древними и современными (Олданио и Наманго в Африке) вулканическими конусами. Изливались щелочно-углекислые и кальциево-углекислые лавы. Эта фация безрудная.

Гипабиссальная (субвулканическая и плутоническая) фация (0,5—6,0 км) выделяется в вулканоплутонических комплексах. Широко распространены силикатные карбонатитоиды (оливиниты, мелилитовые и монтичеллитовые породы). Собственно карбонатиты слагают не более 10% объема тел, имеющих сечение 3—4 км (массивы Сокли, Гулинский). Оруденение приурочено к карбонатитоидам и имеет большой вертикальный размах (4—6 км). Здесь установлены следующие типы месторождений: апатит-магнетитовые (Ессейское, Ковдор) (рис. 1.8), перовскит-магнетитовые (Кугдинское), флогопитовые (Одихинча, Ковдор), редкоземельные (Маунтин Пасс, США). С глубины 2 км развиты редкометалльные, урановые и медные месторождения: гатчеттолитовые и пироклоровые руды в карбонатитоидах и карбонатитах (Араша, Бразилия; Сокли, Финляндия); кальцититовые и бадделеитовые в карбонатитах; халькопиритовые (Палабора, Южная Африка).

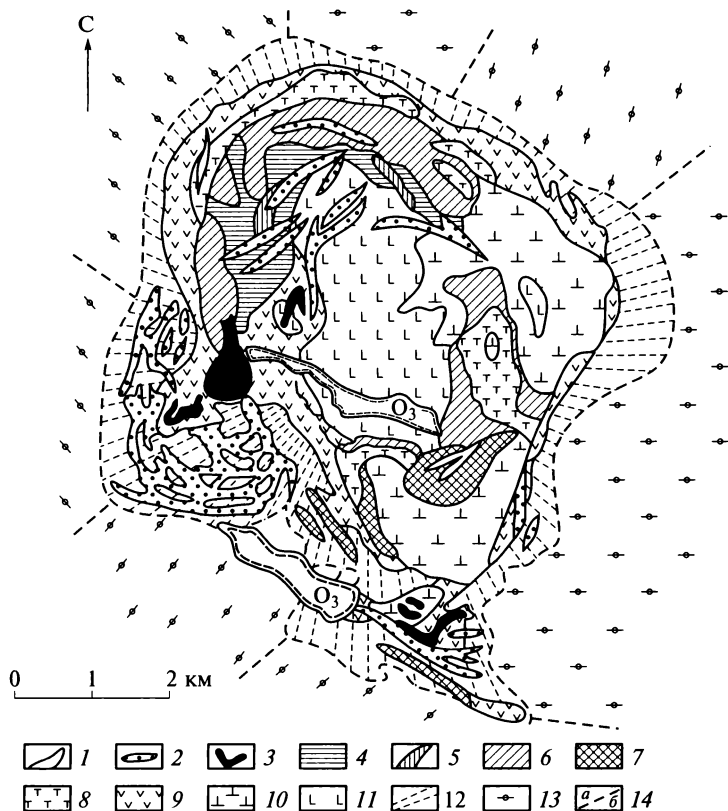


Рис. 1.8. Структура Ковдорского щелочного массива (по материалам В. И. Терновского (1977), Е. М. Эпштейна и Н. А. Данильченко (1988) с некоторыми дополнениями О. Б. Дудкина и Ю. М. Кирнарского (1994)):

1 — малиньиты, нефелиновые сиениты; 2 — карбонатиты; 3 — фосфориты; 4 — поля развития мелко- и среднезернистых флогопит-диопсид-оливиновых пород; 5 — крупно- и гигантозернистые флогопит-диопсид-оливиновые породы; 6 — поля развития амфибол-монтчеллит-мелилитовых, существенно мелилитовых и монтчеллитовых, гранат-амфибол-монтчеллитовых пород; 7 — слюдиты (глиммериты); 8 — турьяиты; 9 — ийолиты грубо- и мелкозернистые с подчиненной субфацией мельтейгитов; 10 — пироксениты и нефелиновые пироксениты, в различной степени биотитизированные; 11 — оливиниты; 12 — фениты; 13 — гнейсы и гранито-гнейсы архея; 14 — границы пород массива (а) и границы ореола фенитизации (б)

Абиссальная (плутоническая) фация (6,0—12,0 км), где широко развиты пироксениты и карбонатиты, с которыми ассоциирует редкометалльное оруденение, представленное гатчеттолитовыми, пирохлоровыми, колумбитовыми, паризит-бастнезитовыми и монацитовыми рудами.

По данным геологических и экспериментальных исследований, минералообразующая среда представляла собой сложную низковязкую высококонцентрированную водную систему (200—600 г/л). Это эндогенный рассол, близкий к расплаву, тяжелому флюиду. Его главными компонентами являются: катионы — калий, натрий, кальций; анионы — хлориды, фосфаты, карбонаты. Кроме того, постоянно присутствуют углеводороды. В настоящее время в объяснении происхождения карбонатитовых месторождений конкурируют две гипотезы: магматическая и гидротермальная. В доказательство каждой из них приводятся объективные геологические и экспериментальные данные. Из приведенных ранее материалов следует, что формирование этих рудных образований, тесно связанное с эволюцией щелочного ультраосновного магматизма, протекало в закрытых системах и несомненно начиналось с магматических процессов, а завершалось гидротермальными метасоматическими преобразованиями.

Температурный режим, восстановленный по анализу минеральных равновесий и данных по изучению флюидных включений, составлял для раннемагматического этапа 1 300—1 060 °С, образование ультрабазитов — 1 300 °С, мелилитовых пород — 1 270 °С, ийолитов — 1 060 °С; карбонатитового этапа — 650—260 °С. Рудные фации от ранних к поздним формировались при температурах от 650 до 260 °С. Литостатическое давление согласно материалам палеореконструкций при образовании месторождений в карбонатитоидах колебалось в пределах 10—150 МПа, а в карбонатитах 50—300 МПа. Флюидное давление, установленное по кальцит-доломитовому геобарометру, для гипабиссальных уровней составляло 20—260 МПа.

С карбонатитами связаны крупные ресурсы тантала, ниобия и редких земель, значительные запасы железных руд, титана, флюорита, флогопита, апатита, меди и в меньшей степени свинца и цинка.

Месторождения ниобия содержат иногда до нескольких миллионов тонн Nb_2O_5 со средними концентрациями этого оксида 0,1—1,0 %, которое повышается в коре выветривания до 4,5 %. Запасы тантала составляют обычно несколько тысяч тонн при содержании Ta_2O_5 0,01—0,3 %. Особенно велика роль бастанезит-паризит-монцонитовых карбонатитов, аккумулирующих львиную долю мировых запасов редкоземельных элементов. Крупнейшим месторождением этих элементов является Маунтин Пасс (США), где концентрация Ta_2O_5 составляет от десятых до единиц процента, достигая в коре выветривания 20 %. Важную роль играют апатит-магнетитовые месторождения с форстеритом и флогопитом, известные на всех древних платформах. В России этот тип представлен Ковдорским месторождением, где имеется несколько сотен миллионов тонн железной руды при содержании железа 20—

70 %. Значительны запасы апатита с концентрацией P_2O_5 10—15 %, а в коре выветривания до 25 % и промышленные резервы флогопита (см. рис. 1.8).

1.3. Пегматитовые месторождения

Пегматиты и связанные с ними месторождения относятся к продуктам поздних стадий раскristализации силикатных расплавов, насыщенных флюидными компонентами. Для них характерны: крупнокристаллическое строение; либо гнездовое, либо полосчатое обособление мономинеральных блоков; присутствие скоплений совершенных по форме и крупных по размерам кристаллов многих породообразующих, а также редких и акцессорных минералов. Выделяют две группы пегматитов: магматогенные и метаморфогенные.

Магматогенные пегматиты представляют собой позднемагматические образования, имеющие тождественный родоначальной интрузии состав. Наибольшей пегматитоносностью обладают интрузии с повышенной кислотностью или щелочностью, полной дифференциацией и многофазностью внедрения. Среди них установлено пять минералого-геохимических типов: гранитный, гибридный, десилицированный, щелочной и ультраосновной.

Гранитные пегматиты связаны с интрузиями гранитоидов и сложены, главным образом, ортоклазом, микроклином, кварцем, альбитом, олигоклазом и биотитом. В качестве дополнительных присутствуют: мусковит, турмалин, гранаты, топаз, берилл, лепидолит, сподументы, флюорит, апатит, минералы редких и радиоактивных элементов и редких земель. Эти пегматиты разделяют на две группы: 1) простые недифференцированные пегматиты, сложенные почти исключительно микроклином и кварцем; 2) сложные дифференцированные разности.

В сложных пегматитах выделяют следующие зоны и участки аномальных минеральных скоплений: внешняя тонкозернистая мусковит-кварц-полевошпатовая оторочка мощностью несколько сантиметров; кварц-полевошпатовая масса с письменной и гранитной структурой; блоки крупнокристаллического микроклина; кварцевое ядро; на границе ядра и микроклиновых блоков развиваются неправильные скопления кварца, альбита, сподумента, минералов марганца и редких металлов.

Чем более совершеннее степень дифференциации, тем большее число зон образуется, количество скоплений с рудными элементами возрастает, минералы укрупняются, их число расширяется, размеры зоны гранитной и письменной структуры сокращаются. Около пегматитовых тел образуются ореолы метасоматоза до 50 м по восстанию и до 10 м по мощности. В них две зоны:

внутренняя, представленная окварцеванием и микроклинизацией пород, и внешняя, характеризующаяся новообразованиями хлорита, амфибола и цеолитов. В геохимических ореолах фиксируются аномальные концентрации бария, рубидия, лития и бериллия.

Гибридные пегматиты образуются при ассимиляции гранитной магмой различных пород. В случае если были захвачены глинистые сланцы или вулканиты основного состава, возникают пегматиты с андалузитом, кианитом, силлиманитом. При переработке карбонатных пород отмечается увеличение содержания роговой обманки, пироксенов, титанита, скаполита и других обогащенных кальцием, магнием и железом минералов.

Десилицированные пегматиты формируются при воздействии гранитного расплава на ультраосновные и карбонатные породы. В результате образуются плагиоклазиты (от альбититов до анортзитов). При пересыщении расплава глиноземом возникают корундовые плагиоклазиты.

Щелочные пегматиты встречаются в щелочных магматических комплексах. Для них характерны микроклин, ортоклаз, нефелин, архведсонит, содалит, эгирин, натролит. В качестве примесей отмечаются апатит, анальцит, минералы циркония, тантала, ниобия и редких земель.

Пегматиты ультраосновных магм имеют следующий состав: бронзитит, анортит-битовнит, лабрадор-андезит, оливин, амфибол, биотит. В небольших количествах отмечаются апатит, гранат, сфен, циркон, титаномагнетит, сульфиды.

Магматогенные пегматиты представлены двумя группами образований: сингенетичной и эпигенетичной. Сингенетичные (шлировые, камерные) пегматиты расположены всегда внутри интрузий и образованы одновременно с последними. Для них характерно отсутствие резких контактов и аплитовых оторочек, овальная форма и обилие миароловых пустот. Эпигенетические пегматиты сформировались после затвердевания внешнего каркаса интрузий. Их тела размещаются как в материнской породе, так и за ее пределами, имеют жильные формы, резкие контакты, четкие аплитовые оторочки, контролируются тектоническими нарушениями.

Метаморфогенные пегматиты формировались в регрессивные стадии высоких фаций регионального метаморфизма. Они не связаны с магматическими комплексами, развиваются в пределах гранито-гнейсовых блоков древних кратонов и контролируются разрывными структурами зон протоактивизации. В их составе присутствуют типоморфные метаморфические минералы — дистен, силлиманит, андалузит и др.

Пегматиты образовывались во все периоды геологической истории начиная с архейской. Масштабы этого процесса возрастают по мере эволюции земной коры. Так, площадь пегматитовых по-

ясов составляла (тыс. км²): докембрийских — 98, палеозойских — 229 и мезозойских — 275. Однако рудная продуктивность их, наоборот, угасает в молодых образованиях. По данным Н. А. Солодова, распределение запасов бериллия (%) в пегматитах по эпохам имеет следующий вид: докембрий — 75, палеозой — 23 и мезозой — 2.

По геологическим данным, пегматиты формируются в широком интервале глубин от 1,5 до 20 км, что соответствует литостатическому давлению 120—800 МПа. Также необычайно широк температурный диапазон — 800—50 °С. Судить о температурном режиме пегматитообразования (°С) позволяют следующие факты: ранняя кристаллизация расплава — 1200—900; образование гранита без минерализаторов — 1000—800, в их присутствии — 730—640; возникновение гранитной эвтектики — 700—650; кристаллизация биотита — 760—435, мусковита — 500—435, берилла — 500—400, кварца — 600—300, топаза — 510—300, мориона и аметиста — 300—130, халцедона — 90—55.

Происхождение пегматитов относится к одной из наиболее дискуссионных проблем в рудной геологии. В ее обсуждении принимали участие крупнейшие современные геологи. В настоящее время существует пять основных гипотез пегматитообразования.

1. Магматогенно-гидротермальная гипотеза, разработанная А. Е. Ферсманом, В. Д. Никитиным и другими геологами, предполагает, что пегматиты являются продуктом раскristаллизации остаточной магмы. Процесс протекал непрерывно в закрытой системе при неограниченной растворимости H₂O и разделялся на пять условных этапов: магматический (900—800 °С), эпимагматический (800—700 °С), пневматолитовый (700—400 °С), гидротермальный (400—50 °С) и гипергенный (50 °С). Этапы в свою очередь расчленились на 11 фаз и стадий. На ранних этапах формировались плагиоклазы, средних — микроклин и заключительных — альбит. Недостатки гипотезы: недоучет ограниченной растворимости в расплаве воды; проблема пространства (нужны большие открытые полости); не объяснена смена калиевых полевых шпатов натриевыми за счет аутометасоматоза.

2. Магматогенно-пневматолито-гидротермальная двухэтапная гипотеза разработана американскими геологами Р. Джонсом, Е. Камероном и др. В ранний магматический этап система была закрыта. В открытых полостях происходило их зональное заполнение пегматитами простого состава при условии выноса части элементов. Во второй пневматолито-гидротермальный этап система становилась открытой. Поступавшие из глубин растворы метасоматически перерабатывали более ранние простые пегматиты и формировали сложные по составу тела. К недостаткам следует отнести незначительные по масштабам следы выноса и привноса вещества за пределы пегматитовых тел.

3. Метасоматическая двухэтапная гипотеза А. Н. Заварицкого предполагает преобразование любой исходной породы, близкой по составу к граниту. На первом этапе остаточные горячие газодонные растворы находились в химическом равновесии с вмещающими породами и перекристаллизовывали их без изменения состава. В закрытой системе возникали простые крупнокристаллические пегматиты. На втором этапе уже в обстановке открытой системы происходило растворение простых пегматитов и замещение их новыми минеральными ассоциациями. Эта гипотеза не объясняет формирование пегматитов в негранитных породах и отсутствие соответствующих масштабам данных процессов геохимических и метасоматических ореолов.

4. Ликвационная гипотеза, развиваемая А. А. Маракушевым и Е. Н. Граменицким, касается генезиса только гранитных пегматитов. На примере шлировых пегматитов доказывалась тесная генетическая связь этих образований с материнскими гранитоидами. Она базируется на близости химизма биотитов (железистость, глиноземистость, фтористость и другие параметры), а также преемственность режима кислорода и фтора при их формировании в гранитоидах и пегматитах. Особая роль отводится вязким высококонцентрированным средам, промежуточным между растворами и расплавами, являющимися продуктами ликвации магмы.

Пегматитоносность массивов связывают с их расслоенностью. Шлировые пегматиты концентрируются в прикровельных частях массивов. Формы выделений: слои, лепешки, капли, колбы, гантели и т. д. Формировавшиеся пегматиты по сравнению с материнскими гранитами имеют более лейкократовый состав. Они обеднены железом, магнием, марганцем и кальцием. Нормативный состав: кварц — полевой шпат. Для разных массивов в гранитах и пегматитах соотношения кварца, альбита и ортоклаза неодинаковы, а для одного они выдержаны. Таким образом, пегматитообразование представляет собой самостоятельный петрогенетический процесс, который заключается в отщеплении от остаточной магмы особого флюидного расплава по механизму жидкостной несмесимости и подготовке к расслоению гранитного плутона.

5. Метаморфогенная гипотеза, разработанная В. Н. Мораховским, касается многочисленных пегматитовых провинций и полей, широко развитых в фундаментах древних платформ, для которых отсутствует пространственно-генетическая связь с интрузивными комплексами. Образование этих пегматитов тесно ассоциируется с возникновением и развитием очаговых структур и протекает на фоне падения температур и давлений.

В рассмотренных гипотезах спорными положениями являются представления о роли особого остаточного расплава, масштабах метасоматоза, источниках флюидов, степени закрытости системы, растворимости воды и некоторые другие менее важные ут-

верждения. Не существует одной универсальной концепции, объясняющей все разнообразие этих природных образований. В конкретных геологических ситуациях сохраняют актуальность отдельные положения всех гипотез.

Образование полезных ископаемых, связанных с пегматитами, зависит главным образом от двух факторов — степени дифференциации магматического вещества и масштабов метасоматического преобразования ранних фаций пегматитов. Целесообразно разделять месторождения пегматитов по ведущему типу полезного компонента. В связи с таким подходом выделяют четыре класса месторождений: керамический, мусковитовый, редкометалльный и цветных камней.

Керамические месторождения сложены исключительно калинадровыми полевыми шпатами и кварцем, обладают письменной, гранитной и гигантозернистой структурой. Отношение кварца и полевых шпатов в промышленных сортах сырья составляет 1:3.

Мусковитовые месторождения встречаются в магматогенных и метаморфогенных (дистен-силлиманитовая фация) перекристаллизованных пегматитах. Запасы крупных месторождений достигают нескольких тысяч тонн. Наиболее значительные мусковитовые провинции располагаются в России (Карелия и Забайкалье), Индии и Бразилии.

Редкометалльные месторождения ассоциируют с магматогенными и метаморфогенными метасоматически замещенными пегматитами. В магматогенных разностях месторождения характеризуются большим разнообразием рудных элементов. Помимо наиболее важных в промышленном отношении тантала и ниобия, из них добывают в небольших количествах олово, вольфрам, уран, торий, редкие земли. В метаморфогенных пегматитах, образовавшихся в условиях андалузит-силлиманитовой фации, часто располагаются сложные тантал-ниобиевые и редкоземельные месторождения. Этот класс месторождений широко развит в фундаментах всех древних платформ и в фанерозойских складчатых поясах, а также в областях тектономагматической активизации (Бразилия, Австралия, Россия — Сибирь, Карелия и др.).

Месторождения цветных камней связаны с магматогенными метасоматически замещенными пегматитами. Особенно перспективны гранитные пегматиты. Им свойственны крупные до 200 м открытые полости с друзами кристаллического сырья. Из этих месторождений добывают значительную часть горного хрусталя, оптического флюорита, топазов, аквамаринов, гранатов, аметистов и других драгоценных камней (Украина — Волынь, Бразилия, Южная Африка, Австралия и другие регионы). Часто коренные месторождения служат источником для образования крупных россыпей цветных камней. Подобным способом возникли многие прибрежно-морские россыпи Индии, Мадагаскара и Австралии.

1.4. Скарновые месторождения

Эта группа месторождений относится к наиболее сложной и противоречивой. Как будет показано далее, определенной генетической связи руд и скарнов либо не существует, либо она отдаленная парагенетическая. Скарнами обычно называют породы известково-силикатного состава, образовавшиеся метасоматическим путем чаще всего в приконтактовой области интрузивов среди карбонатных, реже силикатных пород. Выделяют экзоскарны, располагающиеся за пределами интрузий, и эндоскарны, находящиеся внутри последних. Отмечается большое разнообразие скарновых тел: пласты, линзы, штоки, трубы, жилы, гнезда и сложные комбинированные залежи.

По составу исходных пород скарны разделяют на три типа: известковый, магнезиальный и силикатный. Наиболее распространены в природе известковые скарны, которые образуются по известнякам. Их состав: гранаты рядаgrossуляр-андрадит и пироксены ряда диопсид-геденбергит. Иногда широко развиты везувиан, волластонит, скаполит, амфиболы и эпидот. Магнезиальные более редки. Они возникают при замещении доломитов и состоят из диопсида, форстерита, шпинели, флогопита, монтичеллита, гумита, серпентинита, паргасита, людвигита и реже других минералов. Силикатные скарны относятся к редким образованиям. Они формируются по гранитоидам, порфирам и их туфам, траппам, аркозовым песчаникам и алевролитам. Типоморфным минералом для них является скаполит.

Обобщенная модель скарновой зональной залежи имеет вид: неизменные и осветленные мусковитизированные гранитоиды; эндоскарны гранатового состава с эпидотом и плагиоклазом; экзоскарны пироксен-гранатовые; гранатовые и пироксеновые скарны; мраморизованные и неизменные известняки. Скарновые породы обладают пятнистой, полосчатой, массивной текстурами и гранобластовыми, порфиробластовыми, волокнистыми структурами.

Эти образования известны с раннего докембрия и характерны для платформ, мобильных поясов и областей тектономагматической активизации, где они ассоциируют с плагиогранитами, плагиосиенитами и траппами производными базальтовой магмы; с гранодиоритами батолитов и гранитоидами малых интрузий производными гранитной магмы. Скарны могут быть связаны с любыми фазами интрузивного процесса, иногда со всеми. В областях их развития выделяют дайки: 1) доскарновые, представленные комагматическими (гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, аплиты и т.п.) и некомагматическими (спессартиты, порфириты, диабазы) типами; 2) интраскарновые (сначала кислого, а затем основного состава); 3) постскарновые (диабазы, лампрофиры).

Геологические структуры скарновых образований определяются поверхностью контакта интрузий, слоистостью вмещающих интрузии пород, складчатыми и разрывными нарушениями.

Скарны образуются в результате комбинированного воздействия тепла интрузий и горячих минерализованных газовой-жидких водных растворов. При становлении любого интрузивного тела вмещающие породы испытывают термальный изохимический метаморфизм. По сланцам образуются контактовые роговики, по песчаникам — кварциты, по известнякам — мраморы. Зоны этих преобразований сплошным ореолом развиваются вокруг интрузий на любой глубине и при любом давлении. Под влиянием флюидов, выделявшихся из затвердевавшей интрузии в ее эндо- и экзо-контактах протекали аллохимические метасоматические процессы, образовавшие скарны. Эти явления происходили на гипабиссальных глубинах, где внутреннее флюидное давление смогло преодолеть внешнюю литостатическую нагрузку. Оптимальный диапазон глубин скарнообразования составляет 0,5—2,5 км.

Скарны начали образовываться при температуре около 900 °С, а завершили этот процесс при среднетемпературном гидротермальном режиме (около 300 °С). Фациальная смена минеральных ассоциаций во времени и пространстве в связи со снижением температуры обусловлена возрастанием кислотности процесса, регулирующего химические потенциалы кальция, магния и железа (по В. А. Жарикову). Эти ассоциации характеризуются вытеснением кальция магнием, а затем магния железом. В результате возникает последовательный ряд: волластонит-диопсид-салит-геденбергит-андрадит.

Происхождение скарнов и скарновых месторождений наиболее детально рассматривается в двух гипотезах: инфильтрационно-диффузионной, разработанной Д. С. Коржинским, и стадийной, предложенной П. П. Пилипенко.

Инфильтрационно-диффузионная гипотеза базируется на концепции биметасоматоза, объясняющей природу многих процессов, протекающих на разогретом контакте интрузивных силикатных пород и известняков. Здесь возникает неравновесная химическая система. Начинается встречно-диффузионный отток элементов из областей их повышенных концентраций. На фронтах подобных миграций происходят реакции между соединениями растворов, а также между ними и породообразующими минералами. При разной подвижности элементов в направлении к фронту диффузии будет происходить понижение их концентрации в растворе с различной скоростью, обуславливая зональность минеральных парагенезисов. Относительная подвижность зависит от температуры процесса.

Зональная структура создается разрастанием зон в направлении диффузионного потока при наступлении тыловых на фрон-

тальные. В соответствии с законами кинетики метасоматоза между зонами образуются резкие границы. При переходе от авангардных к тыловым зонам уменьшается число минералов вплоть до мономинеральной зоны.

Состав зон отвечает определенной ступени равновесия, характеризуется соответствующей минеральной ассоциацией, устойчивой в фиксированном диапазоне температур. Д. С. Коржинским выделено 10 ступеней равновесия: высокотемпературные — пироксен-гранатовая, пироксен-эпидотовая; среднетемпературные — актинолит-эпидотовая, хлорит-эпидотовая; низкотемпературные — пренитовая, пумпеллиитовая, кальцит-альбитовая, кальцит-кварц-серицит-хлоритовая, кальцит-кварц-серицит-доломитовая и цеолитовая.

Концепция биметасоматоза обладает следующими недостатками: баланс кремнезема и СаО для скарнов, формировавшихся соответственно в известняках и в гранитоидах, не может быть обеспечен диффузным переносом вещества, нужен дополнительный привнос этих компонентов; нельзя объяснить образование скарнов, залегающих исключительно среди силикатных или карбонатных пород или вообще удаленных от интрузий; в предложенной схеме нет места для рудных месторождений за исключением железорудных.

Концепция биметасоматоза в дальнейшем Д. С. Коржинским была преобразована в инфильтрационно-диффузионную гипотезу. В новой модели скарнового процесса предполагалось, что месторождения формируются в зоне границы силикатных и карбонатных пород в связи с циркуляцией горячих растворов, обогащенных химическими соединениями, выносимыми как из глубинных магматических очагов, так и заимствованных из пород на путях движения этих растворов. В точке входа в систему преобладали привносимые соединения. Далее их роль сокращается и процесс осуществляется за счет встречной диффузии элементов силикатных и карбонатных пород. В результате основная масса скарнов образовалась биметасоматическим способом, а рудные месторождения связаны с мощным воздействием постмагматических растворов, циркулировавших в трещинных зонах. Тем не менее и этот усовершенствованный вариант гипотезы не объяснял причины разнообразия рудных минералов в скарнах и не увязывал стадийность скарнового процесса и рудообразования.

Стадийная гипотеза, разработанная П. П. Пилипенко, предполагает, что главная масса вещества скарнов и руд привносится извне специфическими растворами. По мере снижения температуры состав привносимых веществ менялся, обуславливая минеральную зональность.

Предполагается, что доминировали метасоматические процессы, протекавшие в шесть стадий. I. Кремневая стадия характеризо-

валась высокой температурой, привносом кремния и приводила к образованию диопсидовых пород (светлые роговики). 2. Алюмосиликатная стадия осуществлялась в обстановке привноса кремния и алюминия и завершалась формированием железистых гранатов и пироксенов. 3. Галоидная стадия протекала в условиях поступления хлора и появления скаполита. 4. Железная стадия отличалась привносом железа и выделения его в форме закисных и оксидных соединений. Накапливались магнетит, гематит и железистые алюмосиликаты — геденбергит, лиеврит, гранаты и др. В течение первых четырех стадий формировались безводные скарны. Далее флюидный режим резко менялся. 5. В систему флюидно-водной стадии поступали H_2O и CO_2 , и возникали породы, состоящие из роговой обманки, эпидота, иногда с примесью шеелита и кальцита. 6. Сульфидная стадия, в течение которой при низких температурах и постоянном привносе H_2O , H_2 и металлов образовывались сульфиды и сульфосоли. Этой стадией завершался процесс. Хотя основная идея гипотезы подтверждена практикой, но и она не объясняет причину разнообразия продуктов рудогенеза для различных тектономагматических обстановок.

В настоящее время на основании геологических данных и экспериментальных разработок модель скарнового процесса можно представить в следующем трехстадийном виде. 1. Контактный изохимический метаморфизм протекает при температуре $900—650\text{ }^{\circ}C$ и сопровождается внедрением магмы. На глубине образуются сплошным более мощным ореолом светлые бедные железом безрудные диопсидовые роговики и мраморы. 2. Ранняя скарновая стадия проявляется спорадически, примерно занимая одну десятую периметра интрузии. При температурах $650—400\text{ }^{\circ}C$ возникали «сухие» безводные темные эндо- и экзоскарны, состоящие из пироксенов, гранатов, скаполита, геденбергита, магнетита, гематита. 3. Поздняя флюидно-водная стадия протекает с участием H_2O , CO_2 , H_2 , хлоритов и комплексных соединений металлов при температурах $450—300\text{ }^{\circ}C$. Образуются роговая обманка, эпидот, кальцит, сульфиды и сульфосоли. Общепринятая систематика этого класса месторождений по составу полезных ископаемых: железо, вольфрам, медь, свинец-цинк, молибден, олово, бор и др.

Месторождения железа по геологическим условиям образования делят на два типа: островодужный и орогенный. Островодужные месторождения чаще всего располагаются внутри диоритовых штоков в вулканогенно-осадочном разрезе (туфы и лавы андезитов и базальтов, песчаники, глинистые сланцы, мергели). Представлены известково-скарновыми и скаполит-альбит-скарновыми магнетитовыми пластовыми залежами. Отмечается большой объем магнетитсодержащих эпидот-пироксен-гранатовых эндоскарнов и широкое проявление натрового метасоматоза (аль-

бит и скаполит). В рудах постоянно имеются высокие концентрации кобальта и никеля.

Формирование месторождений протекало в две стадии. В раннюю стадию возникла зональность: эпидот-пироксен-гранатовые эндоскарны с главным оруденением; экзоскарны — гранат-пироксеновые с магнетитом и диопсид-геденбергитовые с сульфидами. В позднюю стадию образовалась ассоциация минералов: ильваит, актинолит, хлорит, кальцит, кварц. К этому типу относятся следующие месторождения: Песчанское, Гороблагодатское, гора Магнитная (Урал), Сарбайское (Казахстан), Дашкесан (Азербайджан), Эмпайр (Канада).

Орогенные месторождения кордильерского типа локализованы в магматических дугах и ассоциируют с гипабиссальными штоками и дайками в обедненных железом кварцевых монцонитах, гранодиоритах и гранитах. Они приурочены только к толщам доломитов. Резко преобладают магнезиальные экзоскарны с форстеритом, тальком, серпентинитом и сульфидами. В раннюю стадию вблизи интрузий формировались диопсид-шпинелевые скарны, а на удалении — форстерит-кальцитовые. Поздняя стадия представлена флогопитом, серпентином, людовигитом, магнетитом. Примеры месторождений: Тейское (Красноярский край), Шерегешское (Горная Шория), Игл-Маунтин (Калифорния).

Месторождения вольфрама и молибдена связаны со штоками и батолитами порфировых гранодиоритовых комплексов и малыми интрузиями кварцевых монцонитов, развитых в орогенных поясах и областях тектономагматической активизации. Месторождения локализованы в известковых скарнах и представлены пластовыми телами. В целом для ранней стадии их формирования характерны: температура — 500—600 °С, давление — 100—150 МПа; для поздней — 450—300 °С, состав флюидов — 10—15 % экв. NaCl. Выделяют два типа месторождений: восстановленный и окисленный.

С восстановленным типом связана основная масса рудных объектов, которые формировались на контактах интрузивов нижних частей гипабиссальных уровней с известняками. Становление интрузий происходило в обстановке растяжения. В раннюю стадию возникали геденбергит-альмандиновые скарны (в них пироксенов в 2—10 раз больше гранатов), а в позднюю — две ассоциации: биотит-плагиоклаз-кальцитовая и роговая обманка — кварц-кальцитовая. Примеры месторождений: Майхура, Чорух-Дайрон (Таджикистан) (рис. 1.9), Сало (Франция), Мак-Миллан-Пасс (Канада), Сангдонг (Южная Корея).

Окисленные месторождения образуются в некарбонатных, часто обогащенных гематитом породах, на меньших глубинах, чем восстановленные. В раннюю стадию здесь формирова-

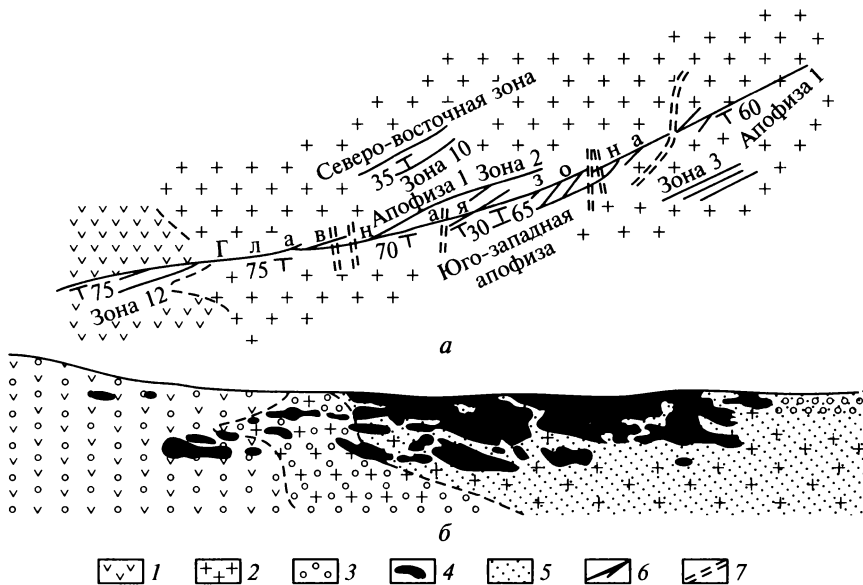


Рис. 1.9. Схема строения скарнового месторождения Чорух-Дайрон (по Б. В. Кристалному):

a — план; *б* — продольный профиль; 1 — монцититы; 2 — адамиты; 3 — участки скаполитизации; 4 — скарново-рудные тела; 5 — участки альбитизации; 6 — рудная зона; 7 — тектонические разрывы

лись андрадит-эпидотовые скарны, на которые в позднюю стадию накладывались минеральные ассоциации: эпидот-хлорит-кальцит-кварцевая и актинолит-кварц-кальцитовая. Месторождения этого типа редки и не образуют крупных объектов: Кинд-Ай-Ленд (Австралия), Эль-Жаралито (Мексика) и др.

Месторождения молибдена относятся к редким образованиям. Они связаны с лейкократовыми гранитами и гранит-порфирами орогенных областей (зон столкновения континентальных плит). С ранними высокотемпературными фациями скарнов волластонит-геденбергит-гроссулярового состава связано вкрапленное и прожилково-вкрапленное молибденитовое и молибдошеелитовое оруденение. С поздними стадиями ассоциируют метасоматиты, сложенные роговой обманкой, актинолитом, эпидотом, хлоритом, кварцем, серицитом и флюоритом, и широкий спектр рудной минерализации: халькопирит, висмутин, теллуриды золота и серебра, самородное золото, полиметаллы. Примером может служить уникальный рудно-магматический центр Тырныуз на Северном Кавказе и несколько мелких месторождений (Азгур, Марокко и др.).

Месторождения меди ассоциируют со штоками известково-щелочных гранодиоритов и кварцевых монцонитов, располагаются в орогенических поясах окраин континентов и формировались от мезозойского до третичного времени включительно. Небольшое число мелких месторождений связано с океаническими островными дугами. Наиболее значительные меденосные скарны связаны с ларамийскими медно-порфировыми плутонами, внедрившимися в карбонатные породы. Для них характерно доминирующее развитие граната при подчиненных количествах пироксенов и типоморфная ассоциация: андрадит-диопсид-магнетит-гематит с высоким содержанием сульфидов. Меденосные скарны не имеют самостоятельного промышленного значения. Обычно они слагают отдельные залежи на месторождениях гидротермального медно-порфирового типа: Кристмас, Мишен (Аризона, США), Бингхем (Юта, США), Саяк 1 (Казахстан), Тоншанькоу (Китай).

Месторождения цинка и свинца встречаются в самых разнообразных геологических ситуациях и ассоциируют с интрузиями от гранодиоритов до лейкогранитов; часто приурочены к гипабиссальным штокам и дайкам. В геотектоническом отношении они формируются в областях тектономагматической активизации, а также на завершающих стадиях развития внутриконтинентальных орогенных поясов и в зонах субдукции на активных континентальных окраинах.

Общими чертами месторождений этой обширной группы являются: галенит-сфалеритовый состав, развитие оруденения в экзоскарнах; четкий контроль минерализации разрывными структурами; преобладание в скарновой ассоциации пироксенов. Наиболее приемлемым критерием для систематики данных месторождений служит связь их с интрузивными породами. С этих позиций можно выделить четыре типа рудных объектов: батолитовый, малых интрузий, дайковый и удаленный (от интрузий).

Батолитовый тип представлен минерализованными (прожилки и вкрапленность) известковыми геденбергитовыми экзоскарнами в ореоле крупных плутонов лейкократовых гранитов. Известны мелкие месторождения, например Минерал-Кинг (Калифорния, США).

Месторождения малых интрузий характеризуются ассоциацией марганцевого клинопироксена и граната со сфалеритом и галенитом. По мере удаления от интрузии происходит смена граната пироксеном, бустамитом и мрамором. С глубиной в скарнах возрастает количество граната и сфалерита и сокращается количество пироксена и галенита. В эндоконтатной зоне интрузий широко развиваются родонитовые и гранат-везувиановые жилы. В позднюю скарновую стадию образовывались эпидот, амфибол, хлорит. Рудообразование протекало при давлениях 50—200 МПа и температурах 550—350 °С из флюидов с соленостью 23,3 % экв. NaCl.

Сера заимствовалась из магматических пород и из подстилающих эвапоритов. Примеры месторождений: Кармазар (Таджикистан), Симапан (Мексика).

Дайковый тип связан с интрузиями гранодиоритового и риолитового составов. Дайки служили каналами фильтрации флюидов. В их контактных зонах образовывались ранние эпидот-гранат-бустамит-пироксеновые скарны. Поздняя стадия выразилась в появлении обогащенных марганцем родонита и ильваита, амфибола и хлорита. Широко распространены околорудные серицит-аргиллитовые и серицит-топазовые метасоматиты. Примеры месторождений: Трепча (Сербия), Алтын-Топкан (Узбекистан).

Удаленные от интрузий месторождения локализируются в разломных, часто надвиговых структурах. Скарновые тела в форме линз, гнезд и жил сложены йохансенитом, гранатом, бустамитом, волластонитом, кумингтонитом, ильваитом и хлоритом. В центре залежей преобладают гранаты, затем пироксены и далее мрамор. Рудные тела — жилы, гнезда, линзы — в верхних горизонтах обогащены свинцом, с глубиной сменяются цинком и в корневых частях месторождений — медью. Примеры месторождений: Бен-Бен (Австралия), Камиока (Япония), Верхнее (Россия).

Месторождения олова (более 80 %) сосредоточены в фанерозойских складчатых поясах и связаны с посторогенными гранитоидами. Формирование месторождений происходило в конечные стадии развития орогенических циклов энсиалических дуг или в активизированных кратонах. Крупные месторождения образуются в магматических дугах зон субдукции в связи со становлением гранодиорит-гранитных вулканоплутонических ассоциаций. Рудная минерализация генетически связана со специализированными оловосинтектоническими и оловопосттектоническими щелочными гранитами ильменитового ряда.

Выделяют два типа оловорудных скарновых месторождений: магнезиальный и известковый.

Магнезиальный тип образуется в три стадии. В течение ранней стадии, протекавшей при участии нейтральных или слабощелочных флюидов, образуются шпинель, пироксен (фассаит), форстерит. Во вторую оловоборатную стадию возникают флогопит и оловосодержащие магнетит и магнезиальные бораты. Поздняя касситеритовая стадия, характеризующаяся процессами кислотного выщелачивания, сопровождается разложением боратов и образованием касситерита, флюобарита и слюд. При формировании магнезиальных месторождений иногда в конце первой стадии происходит смена магнезиального метасоматоза на кальциевый. Воздействие богатых кальцием, железом и кремнеземом флюидов на магнезиальные скарны приводит к появлению оловосодержащего андрадита, понижению температуры и возраста-

нию кислотности. В позднюю стадию образуются железомagneзиальные алюмоборосиликаты (аксинит, турмалин) и амфиболы. Гранаты замещаются ассоциацией минералов из флюорита, касситерита, кварца. Завершает процесс отложение сульфидов. Примеры месторождений: Кличкинское (Забайкалье), Кливленд (Австралия).

Известковый тип формируется в две стадии. В раннюю возникают оловосодержащие андрадит-волластонитовые или везувиан-магнетит-флюоритовые породы. В позднюю стадию образуются минералы бора — данбурит, кальцеборит, датолит, аксинит, турмалин и, главное, малайит. В низкотемпературной обстановке последний распадается на касситерит, кальцит и кварц. Примеры месторождений: Ушкошкон (Киргизия), Мойна (Австралия), Куга (Япония).

Месторождения бора ассоциируют исключительно с магнезиальными скарнами и связывают с интрузиями гранодиоритов и гранитов, реже монзонитов, диоритов, сиенитов. Минералы бора образуются в заключительную стадию скарнового процесса и представлены главным образом датолитом, котоитом, людвигитом, суанитом, ашаритом и флюобаритом. Месторождения бора в скарнах известны в России (Верхнее, Приморье), Болгарии, Чехии и Словакии, США, Франции, Перу, Малайзии и других странах.

Мы отметили только наиболее значительные промышленные типы месторождений полезных ископаемых, залегающих в скарнах. Этим списком далеко не исчерпывается минеральный потенциал данной группы рудных образований. В скарнах встречаются, помимо отмеченных, руды платины (Бушвельдский комплекс), золота (Минас Жераис, Бразилия; Суйон, Северная Корея), бериллия (Маунт Уайлер, США), ниобия (Кайзерштуле, Германия), урана и тория (Мэри Кетлин, Австралия; Азегур, Марокко и др.), графита (Ботогол, Восточный Саян; Мэдок, Канада), хризотил-асбеста и талька (Онот, Восточный Саян; Мэдок, Канада; Диллон, США) и многих других видов минерального сырья.

1.5. Альбититовые и грейзеновые месторождения

Альбититы и грейзены представляют собой щелочные метасоматиты, образованные постмагматическими или метаморфическими пневматолитогидротермальными флюидами. Их объединяет общность происхождения, локализации и источника вещества. Обычно зоны альбитизации и грейзенизации развиваются в апикальных частях массивов кислых и щелочных гипабиссальных изверженных пород. Формирование этих метасоматитов началось с появлением на Земле больших масс гранитоидов (2,5 млрд лет назад) и возрасло вплоть до киммерийского времени. Затем ус-

тановился равномерный прирост их объемов. Интрузивные комплексы, с которыми связаны альбититы и грейзены, являются типоморфными образованиями, маркирующими определенные геодинамические обстановки: зоны столкновения континентальных литосферных плит; заключительные стадии развития орогенных поясов; магматические дуги активных окраин континентальных плит; зоны глубинных разломов и сопутствующих им рифтовых систем; области активизации древних платформ.

Флюидные потоки, фильтруясь через граниты нормальной и повышенной щелочности и просто щелочные породы, альбитизируют апикальные части интрузий, особенно интенсивно выступы и апофизы, а избыток калия выносят и связывают в грейзенах, которые накапливаются на границах альбитизированных гранитоидов с вмещающими породами и среди последних. Эти потоки особенно активно выщелачивают из пород, по которым фильтруются многие металлы, которые затем в метасоматитах образуют аномальные вплоть до рудных концентраций. Такими типоморфными элементами для альбититов являются цирконий, ниобий, торий, а для грейзенов — бериллий, литий, олово и вольфрам. О масштабах процессов выщелачивания и выноса элементов можно судить, например, по поведению олова (по В. Барсукову). В неизменных гранитах его содержание составляет 26 г/т, при этом в биотите 200—300 г/т; в зоне выноса — 4—5 г/т, а в образовавшемся здесь мусковите — 20—30 г/т. Установлено, что по мере усиления общей щелочности процесса объем альбитизированных пород возрастает, а грейзенизированных падает. В связи с этим в породе обычно встречаются грейзены без альбититов и, наоборот, альбититы без грейзенов.

Воздействие горячих постмагматических растворов на интрузивные породы приводило к развитию процессов калиевого метасоматоза (ранняя микроклинизация) в ядерных частях массивов в обстановке повышенного давления. В этих же интрузиях вдоль верхней периферической части массивов в условиях падения давления протекала ранняя альбитизация.

На фоне падения температуры с 620 до 450 °С и возрастающей кислотности раствора происходила смена раннего калиевого метасоматоза натриевым. В условиях максимальной кислотности, наступавшей в момент перехода флюида из надкритического (пневматолитового) в гидротермальное состояние, протекала стадия грейзенизации. Высокая кислотность была обусловлена появлением свободных кислых анионных компонентов в результате диссоциации неустойчивых ацидокомплексов при появлении жидкой водной фазы. В условиях высокой активности фтора и бора из пород выносились щелочи, алюминий и многие элементы-примеси. По мере накопления щелочей и дальнейшего падения температуры кислотность раствора понижалась и под его воздействием про-

исходили мелкомасштабные выделения поздних альбита и затем микроклина.

Альбититовые месторождения представляют собой тела и зоны, сложенные альбититами — лейкократовыми породами, в которых на фоне мелкозернистой основной альбититовой массы отмечаются порфировые выделения кварца и микроклина, а также слюд, щелочного амфибола, реже пироксена. В этих телах выделяются участки с промышленными концентрациями редких, редкоземельных и урановых элементов. Выделяют два типа месторождений: 1) в связи с интрузивными массивами; 2) без связи с магматическими комплексами.

Первый тип локализован в метасоматически переработанных куполах и апофизах массивов нормальных и субщелочных гранитов. В результате образуются штокообразные массы минерализованных альбитизированных пород (иногда их называют эписинитами), имеющих в горизонтальном сечении площадь несколько квадратных километров и протяженность на глубину до 600 м. В измененных материнских биотитовых гранитоидах наблюдается следующая примерная вертикальная метасоматическая зональность (снизу вверх): неизменная порода — появление мусковита — альбитизированная порода — альбитит — грейзен. По нормальным гранитам развиваются мусковит-микроклин-кварцево-альбититовые породы с бериллиевым оруденением, а по субщелочным гранитам: 1) литионит-микроклин-кварцево-альбититовые метасоматиты с литиевыми, ниобиевыми и танталовыми рудами; 2) биотит-кварцево-альбититовые породы с цирконием, ниобием и иттриевыми редкими землями. Пример месторождения ниобия — Каффа (Нигерия).

Второй тип не имеет установленных связей с магматическими комплексами. Он развит вдоль зон региональных глубинных разломов, пересекающих кристаллический фундамент древних платформ, и имеет линейные секущие формы рудоносных тел. Существует две точки зрения на происхождение этих альбититов. Одни считают, что они представляют собой продукты деятельности флюидов, производных скрытых на глубине интрузивных массивов. Другие исследователи предполагают метаморфогенную природу растворов. В этом случае в их составе вполне подвижным поведением обладали вода, углекислота, кремнезем и щелочи. С уменьшением температуры и давления происходили распад комплексных соединений и диссоциация сильных кислот. В результате взаимодействия растворов стадии раннего калиевого метасоматоза с вмещающими породами снижалась щелочность раствора, увеличивалась активность слабых оснований и происходила смена калиевого метасоматоза натриевым.

Выделяют три главные рудные метасоматические формации: 1) калиевая (микроклиновая) с бериллиевыми рудами; 2) кали-

натровая (альбит-микроклиновая) с тантал-ниобиевым оруденением; 3) натровая (эгирин-рибекитовая и эпидот-хлоритовая) с урановой минерализацией. По глубинности формирования рудоносные метасоматиты распределяются следующим образом: калиевые — 8—10 км, калинатровые — 6—8 км и натровые — 4—6 км. В линейных альбититах сконцентрированы существенные запасы урана, тория и бериллия, в меньшей степени тантала, ниобия и редких земель.

Грейзеновые месторождения формируются в апикальных выступах гранитных массивов и в алюмосиликатных породах, реже в основных и карбонатных породах их кровли (рис. 1.10). Грейзен представляет собой агрегат слюды (мусковит, биотит, циннвальдит) и кварца с примесью турмалина, топаза, флюорита и сопровождающих их рудных минералов (касситерита, вольфрамита, молибденита, берилла, литиевых слюд). Выделяют эндо- и экзогрейзены. На долю эндогрейзенов приходится более 80 % объема

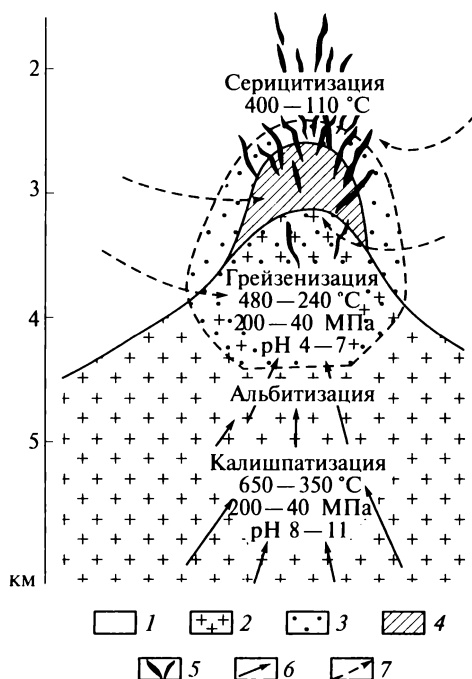


Рис. 1.10. Модель формирования грейзеновых месторождений (W, Mo, Sn):

1 — вмещающая осадочная толща; 2 — гранитный массив; 3 — область грейзенизации; 4 — грейзены с рассеянной рудной минерализацией; 5 — кварцево-рудные жилы; 6 — направление движения рудообразующих растворов; 7 — подток подземных вод в рудообразующую систему

этих метасоматитов. Они слагают штоки и жилы и развиваются на 300—500 м вглубь от кровли массива. Экзогрейзены образуют штокверки, распространяющиеся по вертикали до 1500 м от контакта интрузии. Привнос рудных элементов и формирование месторождений происходили в конце длительного и прерывистого процесса грейзенообразования, синхронно с развитием рудоконтролирующих структур.

Различными авторами выделяются от 8 до 13 стадий рудообразования, составляющие три группы: 1) раннюю — отлагаются минералы молибдена, вольфрама и олова; 2) среднюю — выделяются минералы тантала, ниобия, бериллия и лития; 3) позднюю — образование сульфидов, флюорита и карбонатов. На месторождениях установлены интравудные дайки гранит-аплитов. Грейзеновые месторождения формируются на глубинах 5—1 км; температурный градиент на 100 м вертикального разреза составляет в начале процесса 20—5 °С, а в конце — 2,5 °С. Концентрация рудоносного флюида последовательно снижается от 460 до 100 г на 1 кг H₂O. С грейзенами связаны месторождения олова (касситерит), вольфрама (вольфрамит), лития (литиевые слюды), бериллия (в грейзенах: силикатных — берилл; карбонатных — фенит, берtrandит и гельвин; по основным породам — хризоберилл и изумруд). Обычно месторождения комплексные: олово-вольфрамовые, вольфрам-молибденовые, молибден-бериллиевые, литиево-бериллиевые и вольфрам-молибден-бериллиевые. Обычно месторождения богатые, но запасы невелики.

Таким уникальным комплексным скарновым и скарново-грейзеновым объектом является гигантское месторождение Шичжюань, расположенное в Индо-Азиатском прогибе, на юге провинции Хунань (КНР) (рис. 1.11). Оно содержит 800 тыс. т WO₃, 500 тыс. т Sn, 200 тыс. т Вi, 100 тыс. т Мо и громадные запасы фтора. Район сложен Ptz-(синий) и D-породами. Протерозой представлен сланцами и метаалевролитами, а девонские — терригенно-карбонатными отложениями, в которых содержание Sn, Pb, Zn и Cu в несколько раз превышают кларковые, а W, Мо и Вi — ниже кларковых. Девонские толщи смяты в пологие складки северо-северо-восточного простирания, разбитые северо-восточными и меридиональными разломами, играющими рудоконтролирующую роль, и северо-западными пострудными нарушениями. Центральную часть рудного поля занимает гранитоидный шток, сложенный ультраглиноземистыми гранитами трех фаз внедрения (порфировидные биотитовые граниты, биотитовые граниты и дайки гранит-порфиоров), которым соответствуют Rb-Sr изохронные возраста, соответственно, 152, 136—137 и 131 млн лет. Гранитоиды прорваны дайками лампрофиоров. Месторождение расположено в ореоле контактовых роговиков плутона. Минерализация в соответствии с фазами внедрения гранитоидов разделена на три этапа.

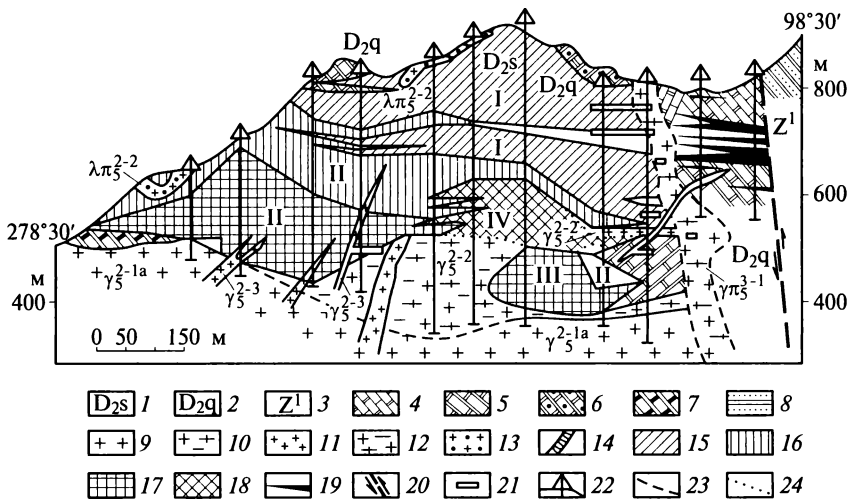


Рис. 1.11. Продольный профиль через месторождение Шичжюань (провинция Хунань, КНР) (по данным Mao et al., 1993):

1 — верхнедевонские отложения; 2 — среднедевонские отложения; 3 — нижнесинийские породы; 4 — грейзенизированные породы; 5 — мраморы; 6 — доломитовые мраморы; 7 — скарны; 8 — метаморфизованные песчаники; 9 — средне-, крупнозернистые граниты; 10 — мелкозернистые порфиридные биотитовые граниты; 11 — мелкозернистые граниты; 12 — гранит-порфиры; 13 — кварцевые порфиры; 14 — кварцевые жилы; 15 — оловорудное тело в мраморах; 16 — W-Vi рудное тело в скарнах; 17 — W-Mo-Vi рудное тело в скарнированных и грейзенизированных породах; 18 — W-Mo-Vi рудное тело в грейзенах; 19 — Pb-Zn рудные тела; 20 — разломы; 21 — штольни; 22 — скважины; 23 — предполагаемые границы; 24 — постепенные границы; I—IV — рудные зоны (I — штокверковая касситерит-сульфидная, II — скарновая W-Vi, III — скарны, грейзены (штокверки и жилы) — комплексное оруденение — W-(Sn)-Mo-Bi, IV — площадная грейзенизация с Mo-W-Sb-Bi оруденением)

В первый этап внедрились гранитоиды первой фазы, возник ореол контактовых роговиков, затем образовались скарны вокруг штока. Известняки были превращены в мраморы, а мергели и сланцевые прослои — в гроссуляр-диопсидовые, волластонитовые, диопсидовые, волластонит-везувиановые, мусковит-кашлишпат-анортитовые и пренит-вермикулитовые роговики. Затем эти роговики были преобразованы в массивные известковые скарны, сложенные гранатом, пироксеном, везувианом и волластонитом, интерстиции между которыми заполнены флюоритом, шеелитом, висмутином и оловом. Скарновая зона прослеживается до 1 200 м по простиранию, 1 000 м по падению при мощности от 50 до 500 м. На скарны наложены метасоматиты флюорит-магнетит-салитового и магнетит-флюорит-хлоритового состава. Они содер-

жат шеелит, касситерит, молибденит и висмутин. Молибденит имеет изохронный Re-Os изотопный возраст 151 млн лет.

Во второй этап внедрились граниты второй фазы, возникли скарновые жилы, а затем грейзеновые штокверки (топазовые, протолитионитовые, мусковитовые и маргаритовые) с W, Sn, Mo, Bi. Имеются также прожилки марганцевого скарна, сложенные родонитом, спессартин-альмандиновым твердым раствором, спессартином и гельвином. Относительным распределением грейзенов разного типа обусловлена рудная зональность с переходом от W-Sn-Mo-Bi зоны к Sn-Be-Cu-F зоне в направлении от контакта гранитов со скарнами в сторону вмещающих пород, к периферии месторождения. В этом направлении в пироксенах скарнов все более возрастает доля геденбергитового минерала, в гранатах уменьшается доля андрадитового, а вольфрамит все более замещается шеелитом, преобладая над ним лишь в первых десятках метров от контакта гранита. В мелкопрожилковых штокверках много флюорита в ассоциации с корундом, а бериллиевые минералы представлены гадолинитом, бериллом, гельвином, фенакитом, бавенитом и таафеитом.

Третий этап связан с гранит-порфирами третьей фазы и представлен Pb-Zn жилами, которые также сопровождаются марганцевыми скарнами, состоящими из спессартина, родонита, марганцовистого пироксена, гельвина, тefроита, флюорита, турмалина и богатого марганцем флогопита.

1.6. Гидротермальные месторождения

Гидротермальные месторождения представляют собой промышленные минеральные скопления, созданные циркулирующими под поверхностью земли горячими, обогащенными полезными компонентами газово-жидкими растворами. Они возникали на протяжении всей истории развития земной коры — от раннего архея до наших дней включительно. К современным аналогам палеогидротермальных систем относятся: эксгаляционные процессы срединно-океанических хребтов; фумарольные воды Камчатки (Узун-Гейзерная система), Аляски (Долина десяти тысяч дымов), Чили и других регионов; минерализованные источники Красного моря, полуострова Челекен (Каспийское море), Южной Калифорнии и других территорий.

Связь гидротермальных месторождений с магматическими породами может быть: генетическая (плутоногенное оруденение); парагенетическая (характерно для вулканогенных образований); агенетическая (месторождения и интрузии образовались в различные эпохи); амагматическая (отсутствуют видимые связи с магматизмом).

На месторождениях выделяют три типа даек: дорудные, инт-рарудные и пострудные. Чаще всего сначала формируются дайки кислого состава, а затем основного. В зависимости от состава выделяют три наиболее распространенные типа гидротермальных растворов: умеренно-кислые калиевые, хлоридно-борнокислотные и хлоридно-сульфатно-бикарбонатные.

Умеренно-кислые калиевые растворы, содержащие углекислоту и серу, в температурном режиме 200—400 °С, приводят к образованию метасоматитов: березитов (кварц, серицит, анкерит, пирит), гумбеитов (кварц, калишпат, доломит, хлорит, кальцит), аргиллизитов (кварц, хлорит, каолин, пирит), кварц-серицитовых и кварц-калишпатовых пород. Наличие или отсутствие анкерита в средних зонах метасоматических колонок позволяет отличить березиты от кварц-серицитовых, а гумбеиты от кварц-калишпатовых пород. При одинаковых T и P главным фактором является отношение активностей калия и водорода $aK^+/aH^+ = g$. Возрастание g приводит к смене аргиллизитов березитами, а затем гумбеитами. Аналогичная последовательность наблюдается при повышении температуры. Березиты и гумбеиты формируются при температурах 350—370 °С. Широкое распространение в природе кварц-серицитовых метасоматитов связано с преобладанием в растворах низких парциальных давлений CO_2 . В результате с понижением температуры возрастает количество карбонатов и пирита.

Хлоридно-борнокислотные растворы на плутоногенных гидротермальных месторождениях формировали кварц-турмалиновые метасоматиты. Г. П. Зарайским экспериментально получены колонки их образования, аналогичные природным. Они возникли под воздействием растворов, состоящих из борной кислоты, хлоридов, натрия, калия, железа и магния, на гранодиориты при температурах 300—600 °С и давлении 100 МПа.

Хлоридно-сульфатно-бикарбонатные растворы активно циркулировали в трещинно-поровом пространстве пород на заключительном постинтрузивном периоде становления магматических (гранитоидных) комплексов. В их деятельности намечается два этапа: ранний кислотный и поздний щелочной. В ранний кислотный этап процессы минералообразования протекали при pH 1—5,5. Формировались березиты (кварц, серицит, анкерит, пирит) по кислым породам; листовениты (карбонаты, кварц, тальк, пирит) по ультраосновным породам; серицитолиты, аргиллизиты, алуниты и кварциты. В поздний щелочной этап при pH 5,5—13,0 образовывались адуляриты, альбититы, хлоритолиты и карбонатные метасоматиты.

Зональность гидротермальных месторождений рудоотложения зависит от многочисленных факторов, и она различна для разных классов и групп месторождений, формировавшихся в отлича-

ющихся тектономагматических обстановках. По В. И. Смирнову, следует прежде всего различать зональность первого рода, обусловленную стадийностью процесса, и второго рода, связанную с фациальной последовательностью выпадения из раствора минералов. При исследовании зональности необходимо учитывать масштабный (региональная, локальная) и объемно-векторный (вертикальная, горизонтальная, в плоскости жил и т.д.) принципы.

Движение рудоносных растворов, находящихся в форме взвесей, коллоидов и молекулярных соединений, контролируется пористостью, проницаемостью, температурой и давлением среды рудообразования. Температуры гидротермального процесса изменяются в интервале 700—25 °С. К наиболее продуктивным относится диапазон 400—100 °С. На образование среднего месторождения необходимо 810 кДж тепловой энергии. Это в несколько тысяч раз превышает количество энергии, поступающей в отрезок времени рудообразования как средний тепловой поток. Нужны аномальные тепловые поля. Месторождения формируются при литостатическом давлении от десятков до 500 МПа, а наиболее продуктивные стадии — 150—200 МПа. Вода в гидротермы поступает из пяти источников: магматического, атмосферного, порового, морского и метаморфического.

Минеральное вещество представлено тремя источниками: 1) ювенильным (базальтоидным, подкоровым) — Fe, Mn, Ti, V, Cr, Ni, Cu, Pt и др.; 2) ассимиляционным (гранитоидным, коровым) — Sn, W, Be, Li, Nb, Ta и др.; 3) фильтрационным (внемагматическим) — Si, Ca, Mg, K, Cl, Fe, Mn, Zn, Pb, Au, Ni и др. Формы переноса минеральных соединений представлены истинными растворами, коллоидами, простыми ионными и комплексными ионно-молекулярными соединениями. В природе на различных стадиях рудного процесса и в различных геологических условиях присутствуют все отмеченные формы. Однако ведущей определяющей перенос основной массы вещества являются комплексные ионно-молекулярные соединения.

Перемещение вещества гидротермальными растворами осуществляется двумя способами: инфильтрацией и диффузией. Инфильтрация обусловлена давлением парообразной фазы, литостатическим и гидростатическим напором, тектоническим стрессом и термическим градиентом. Это основной способ перемещения вещества. Диффузия — исключительно медленный процесс (скорость 0,4—1,8 м/10 тыс. лет). Она определяет ход метасоматических преобразований, способствуя проникновению растворов в поровые системы пород.

Интервал глубинного гидротермального рудообразования по геологическим наблюдениям и теоретическим расчетам составляет около 10 км. В диапазоне глубин 0,8—2,5 км функционирует гидростатическая модель. Она сочетается с более глубокой лито-

статической системой. В целом для всего интервала (10 км) градиент давления равен 100 МПа/км.

Отложение вещества из гидротермальных растворов вызвано следующими причинами: обменными окислительно-восстановительными реакциями, изменением рН, коагуляцией коллоидов, распадом комплексных ионов, фильтрационным эффектом, сорбцией, естественными электрическими полями, изменением температуры и давления и другими менее исследованными причинами (сейсмические явления, магнитные поля и т. д.). Особую роль в гидротермальном процессе играет режим серы и кислорода. При высоком потенциале серы возникают сульфиды, а кислорода — легкорастворимые сульфаты. Сродство металлов к сере (чем оно сильнее, тем раньше образуется соединение) образует закономерный ряд: Zn, Mo, Sn, Fe, Pb, Cu, ..., Sb, Hg. Подобный ряд установлен и по сродству металлов к кислороду: Be, Mg, Li, Nb, Mn, Cr, ..., Sb, Pb, Hg, Ag. Режим кислорода меняется в направлении к земной поверхности. Его парциальное давление увеличивается. В результате сульфиды сменяются сульфатами. В ходе гидротермального процесса часто сначала потенциал серы растет, а затем к концу процесса понижается. Поэтому в начале и конце этапа рудообразования формируются малосернистые соединения. Максимум сульфидов выпадает в средние стадии.

Длительность образования гидротермальных месторождений составляет от нескольких сот до нескольких десятков тысяч лет. Наиболее значительные временные колебания характерны для жильных полей. Отдельные жилы формируются в короткие периоды (сотни и первые тысячи лет), но в целом рудное месторождение, поля и районы с учетом пульсационного, прерывистого функционирования гидротермальных систем и периодического изменения тектонических полей напряжения образуются частями в течение десятков тысяч лет.

Наиболее распространенной классификацией гидротермальных месторождений является систематика В. Лингрена, разделяющая месторождения по температурам и глубине образования на три класса: 1) гипотермальный — большие глубины, высокие давления и температуры (500—300 °С); 2) мезотермальный — средние параметры, температуры — 300—200 °С; 3) эпитептермальный — небольшие глубины и низкие температуры (200—50 °С). Американские геологи в 1950-е гг. дополнили ее еще тремя классами: 4) лептотермальным — средние глубины и низкие температуры; 5) телетермальным — малая глубина, низкая температура; 6) ксентотермальным — малая глубина и высокая температура.

Во второй половине XX в. стала разрабатываться новая, принятая в настоящее время большинством геологов, современная классификация. Она учитывает четыре главных признака: связь с магматическими формациями; состав руд; физико-химические

условия образования; геолого-геохимические параметры. В наиболее законченном виде эта систематика была изложена в трудах В. И. Смирнова, который разделил гидротермальные месторождения на три класса: плутоногенный, вулканогенный и амагма-тогенный.

Практический опыт, а также многочисленные экспериментальные данные и теоретические расчеты последних десятилетий показали, что в группу гидротермальных месторождений целесообразно добавить колчеданные руды, а амагматический класс разделить на два подкласса — стратиформный и жильный и отнести к экзогенной серии.

С отмеченными ранее изменениями и дополнениями группу гидротермальных месторождений предлагается разделить на три класса: плутоногенный гранитоидный, вулканогенный андезитоидный и вулканогенный базальтоидный (колчеданный по В. И. Смирнову).

1.6.1. Плутоногенные месторождения

Плутоногенные месторождения продолжают магматогенную серию и тесно по геолого-генетическим условиям образования связаны с альбитит-грейзеновыми и скарновыми группами месторождений. Рассматриваемый класс ассоциирует с гранитоидным магматизмом, он формировался от архея до неогена в различной геотектонической обстановке, но всегда на коре континентального типа. Плутоногенные месторождения формировались в широком диапазоне геологических и термодинамических условий. Основная их масса относится к жильным и штокверковым образованиям, но на ряде месторождений широко развиты и метасоматические руды. Общепринятой классификации данных месторождений пока не разработано. В качестве предварительного варианта можно условно разделить их на три подкласса: высоко-, средне- и низкотемпературные. В свою очередь, каждый подкласс состоит из нескольких рудных формаций.

Высокотемпературные месторождения формировались на гипабиссальных глубинах (1 — 5 км) при температурах 500 — 300 °С. Ведущим минералом жильного выполнения являлся кварц. Выделяют следующие наиболее распространенные рудные формации с примерами типичных месторождений: кварц-молибденовая, кварц-халькопиритовая (Чукикамата, Браден, Чили; Коунрад, Казахстан); кварц-арсенопирит-золоторудная (Качкарь, Урал); кварц-золотая (Березовское, Урал); кварц-турмалин-золотая (Дмитриевское, Ключевское, Забайкалье); кварц-касситеритовая (Онон, Забайкалье); кварц-молибденитовая (Клаймакс, США); кварц-энаргитовая (Бьютт, США); кварц-висмутиновая (Адрасман, Средняя Азия) и др.

Рассмотрим подробнее принадлежащие к данному подклассу важные в экономическом отношении *медно-молибден-порфиновые месторождения*, которые в подавляющей массе формировались в кайнозойскую эпоху, продуктивность которой по молибдену (91,1 тыс. т/млн лет) и меди (3,8 млн т/млн лет) в 20—30 раз превосходит по этим параметрам все другие эпохи. Выделяются три периода рудообразования: палеоценовый, эоцен-олигоценый и миоцен-плиоценовый. Из порфировых месторождений, объединяющих две рудные формации — кварц-молибденовую и кварц-халькопиритовую, — получают половину мировой добычи меди и подавляющее количество молибдена.

Рассматриваемые месторождения образованы гидротермальными системами, генетически и пространственно связанными с монцонитовыми, диоритовыми и гранитными комплексами. Минерализованные участки располагаются в зонах эндо- и экзоконтактов интрузий и сложены вкрапленными халькопирит-молибденитовыми рудами. Наиболее крупные месторождения с запасами руд больше 200 млн т ассоциируют с небольшими массивами.

В крупных полифазных плутонах оруденение приурочено к наиболее кислым разностям. Гидротермально-метасоматические изменения пород на месторождениях данного типа образованы как магматическими флюидами (в их составе до 30—60 % экв. NaCl), так и метеорными водами (в них меньше 15 % экв. NaCl), создавшими зональное концентрическое строение ореолов. В их центральной части располагается безрудное кварцевое ядро с калишпатом и биотитом, далее следует зона филлизитизации с серицитом, кварцем и пиритом. Ее сменяет зона аргиллизации с алунином, каолином и пиритом. Все это обрамляют поля пропилизитизированных пород (хлорит, эпидот, кальцит и пирит). Рассекая все зоны, в метасоматическом ореоле развиваются разнообразные системы кварцевых жил. Оруденение приурочено к границе кварцевого ядра и филлизитовой зоны.

Разработаны три генетические модели рассматриваемых порфировых месторождений; монцонитовая, диоритовая и гранитоидная. Согласно монцонитовой модели образуются медно-молибден-порфиновые месторождения, которые локализованы в малых интрузиях вулcano-плутонических дуг зон субдукции. Рудоносные монцониты являются поздними дериватами полифазных магматических комплексов.

Диоритовая модель характерна для медно-молибден-порфировых, обогащенных золотом, месторождений, формировавшихся в островодужных структурах Японского типа. Они ассоциируют с небольшими малоглубинными (2—3 км) диоритовыми интрузиями. Месторождения имеют зональное строение. Безрудное кварцевое ядро обрамляется кварц-серицит-биотит-мусковитовым чехлом с повышенной молибденовой вкрапленной минерализа-

цией. За ним следует зона медных руд с пиритом, халькопиритом, борнитом и халькозином. Во внешнем ореоле отмечаются гнезда и вкрапленность пирита, магнетита и гематита. Ярким примером данного типа является медно-золото-порфировое месторождение Цзинь Шань, находящееся на юге Китая в провинции Фуцзянь (рис. 1.12). В нем содержится более 1 000 т промышленных запасов золота и более 0,5 млн т меди. Оно относится к новому очень сложному полигенному и полихронному типу порфировых плутоногенных гидротермальных месторождений, формировавшихся на заключительном этапе становления вулcano-плутонического градиоритового комплекса мелового возраста.

Позже в рудообразовании участвовали также постмагматические флюиды позднемезозойской (киммерийской) эпохи текто-

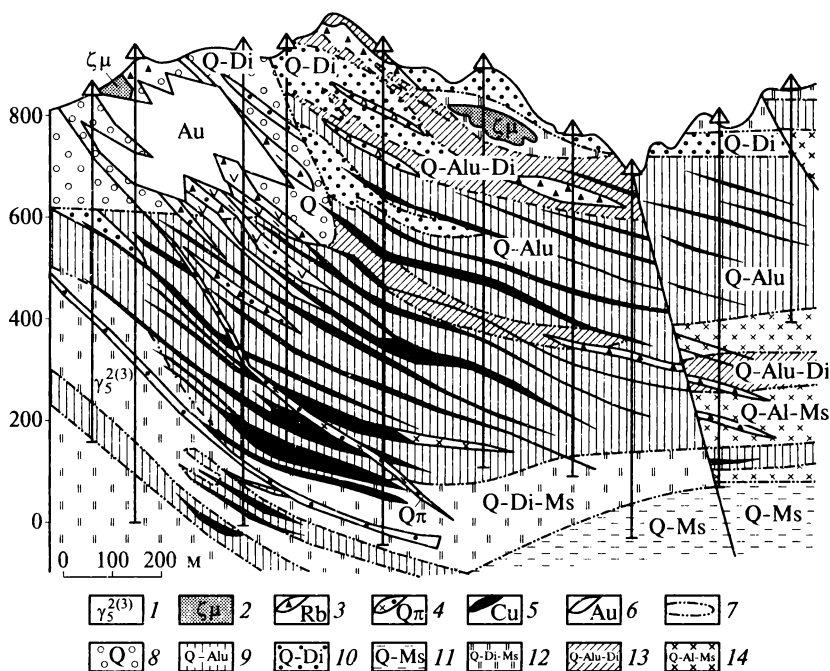


Рис. 1.12. Геологический разрез месторождения Цзинь Шань (провинция Фуцзянь, КНР) (по Чень Чжень и др., 2007):

1 — граниты и градиориты Яньшанского периода; 2 — первая и вторая фазы дацит-порфиров; 3 — эксплозивные (гидротермальные брекчии); 4 — жильные кварцевые порфиры; 5, 6 — руды (5 — медные, 6 — золотые); 7 — границы измененных пород; 8—14 — вторичные изменения вмещающих пород и метасоматиты (8 — окремненис, 9 — кварц-квасцы, 10 — кварц-диккит, 11 — кварц-серицит, 12 — кварц-диккит-серицит, 13 — кварц-квасцы-диккит, 14 — кварц-квасцы-серицит)

номагматической активизации. Именно с этой эпохой связана золото-серебряная и полиметаллическая минерализация. Современный облик месторождения и все промышленные руды возникли при образовании в четвертичное время уникальной по протяженности (более 600 м) зоны окисления.

Гранитоидная модель (тип Клаймакс) ассоциирует с интрузиями высококремнеземистых, богатых щелочами риолитов и гранит-порфиров. Они образовывались в пределах активизированных областей кратонов. Каждое месторождение расположено над интрузивным куполом и представлено чашеобразным телом штокверковых молибденовых руд, повторяющих форму интрузивного контакта. Многократному внедрению магмы соответствуют разностадийные рудные тела. Давление магмы было вертикальным. Это выразилось в образовании систем концентрических и радиальных даек, жил, сбросов и других структурных элементов. Рудообразующие флюиды выделялись непосредственно из магмы под давлением, превышающим на 1,5—2,5 МПа литостатическое. Они представляли собой концентрированный рассол (65 % экв. NaCl), имеющий температуру около 500 °С.

Формирование месторождений протекало в две стадии. В течение ранней стадии функционировало две несмешивающиеся флюидные системы: магматическая и метеорная. Во вторую стадию происходили выравнивание литостатического и флюидного давлений и гидроразрыв; обе системы — магматическая и метеорная — объединялись, и протекали главные процессы рудоотложения. В пределах интрузива образовывалось четыре зоны метасоматических изменений (от центра к периферии): калишпатовая, кварц-серицит-пиритовая, аргиллизитовая и внешняя — пропилитовая. На ранней высокотемпературной стадии возникали и эндогрейзеновые ассоциации — магнетит-топазовая и гранатовая. Кроме того, независимо от позиции зон метасоматоза располагаются кварцевые жилы.

Таким образом, рудоносные магмы представляли собой предельно дифференцированные расплавы, возникшие при фракционном плавлении мафических и средних минеральных образований верхней мантии и нижней части коры. На глубинах 600—3 000 м в куполе магмы с силой отделялись рудообразующие флюиды. От давления возникала штокверковая гидравлическая система трещин, вместившая эндогенную минерализацию с концентрациями молибдена 0,1—0,3 %.

Среднетемпературные месторождения включают в себя многочисленные, главным образом, жильные месторождения, одними из ведущих компонентов в составе которых, помимо кварца, являются сульфиды и сульфосоли. Продуктивные ассоциации формировались при температурах 350—200 °С. В данном подклассе выделяют четыре группы рудных формаций: 1) полиметаллическую,

объединяющую следующие формации: галенит-сфалерит-халькопиритовую (Садон, Згид, Северный Кавказ); галенит-сфалерит-баритовую (месторождения Салаира); галенит-сфалеритовую (Кадая); 2) сурьмяно-мышьяковую: арсенидную и сульфоарсенидную никель-кобальт-железную (Буаззер, Марокко), арсенидопиритовую (месторождения Забайкалья), золото-антимонитовую; ферберит-антимонитовую (Ноцара, Грузия); 3) редкометалльную: касситерит-галенит-сфалеритовую (Хапчеранга, Забайкалье), касситерит-хлорит-пирротиновую (Омсукчан, Дальний Восток); 4) ураноносную: сульфидно-настурановую (галенит-сфалеритовую, молибденитовую, халькопиритовую, марказитовую с урановой смолкой) (Шинколобве, Заир; Центральный массив, Франция) «пятиэлементную» формацию (кобальт, никель, висмут, серебро, уран) с рудами, состоящими из арсенидов кобальта и никеля, самородного серебра, сульфидов висмута и уранинита (Фрайберг, Пшибрам, Восточная Европа и др.).

Низкотемпературные месторождения представлены рудными формациями, ассоциирующими с разнообразными магматическими комплексами и образовавшимися при температурах 200—50 °С. Это наиболее спорная группа минеральных объектов. Об их происхождении ведутся нескончаемые дискуссии. Одни геологи относят данные формации к гидротермально-метаморфогенным, а другие — к осадочным или инфильтрационным образованиям. В качестве возможных примеров отметим наиболее часто цитируемые в литературе формации: сидеритовые (Бакал, Урал; Эрицбург, Австрия), родохрозит-родонитовые (Бьютт, США), магнезитовые (Сатка, Урал), баритовые и витеритовые (Салаир, Россия) и др.

1.6.2. Вулканогенные андезитовидные месторождения

Между внутренними консолидированными блоками континентов и окраинными магматическими дугами, связанными с глубинными частями зон субдукции, располагаются изогнутые в плане (в сторону континента) кулисные вулканоплутонические пояса андезитового и риолитового состава. Наиболее грандиозными структурами такого типа являются вулканические пояса Тихоокеанского континентального обрамления. В азиатской его части выделяется Чукотско-Катазиатский планетарный пояс протяженностью более 10 тыс. км, северным звеном которого является Охотско-Чукотская система субмеридиональных тектономагматических структур. В восточной части Тихоокеанского кольца к аналогичным образованиям можно отнести вулканоплутонические пояса Анд и Кордильер Южной и Северной Америки.

Особенностью в строении субаэральных окраинно-континентальных поясов являются широкое развитие в их пределах андезитово-дацитового вулканизма и на завершающих стадиях щелочного

гранитоидного магматизма, а также образование широкого спектра рудных месторождений. Оруденение, как правило, приурочено к палеовулканам, их жерловым и периферическим частям, где концентрируется в конических, кольцевых, радиальных и трубчатых разрывных структурах. Рудные тела обычно небольшого размера, имеют форму жил, труб, изометричных штокверков. Выделяют участки богатых руд, которые называют «бонанцами». Вмещающие вулканиды испытали воздействие хлоридно-сульфатно-бикарбонатных растворов, образовавших окологрудные зоны адуляризации, алунитизации, хлоритизации, каолинитизации и окварцевания. Во внешних ореолах месторождений широко развита низкотемпературная пропилитизация.

Оруденение захватывает диапазон глубин от десятков до сотен метров. Начальная температура рудообразования 600—500 °С, по мере приближения к поверхности быстро понижается до 200—100 °С. Отмечается высокая скорость отложения минералов, обилие минеральных ассоциаций и их телескопирование в рудоподводящих каналах. Для руд характерно широкое распространение метакolloидных текстур. Многие промышленные жилы имеют сложное строение. В них наиболее богатое оруденение расположено в верхней части. На глубине несколько сот метров оно сменяется слабооруденелыми образованиями. С этим типом месторождений связаны многочисленные и важные в экономическом отношении рудные объекты двух групп формаций: золото-серебряной и олово-вольфрамовой, на краткой характеристике которых остановимся далее.

Золото-серебряные месторождения представлены следующими рудными формациями: полиметаллической золото-серебряной (Агатовское, Россия; месторождения Карпат, Украина; Крипль-Крик, Комсток-Лоуд, США и др.), золото-серебряной с теллуридами и селенидами (Агинское, Камчатка; Сеигоши, Япония), серебро-акантитовой (Дукат, Россия), золото-сульфоантимонитовой (Карамкен, Россия) и др.

Месторождение Дукат расположено в меридиональном Балыгычано-Сугойском прогибе, являющемся поперечной структурой к Охотско-Чукотскому поясу. Прогиб выполнен меловыми континентальными осадочными и вулканогенными образованиями. Месторождение приурочено к вулканотектоническому поднятию, расчлененному серией сбрососдвигов на ряд блоков. В ядре поднятия на глубине 1 000—1 300 м расположен гранитный плутон. Основное оруденение находится в центральном блоке и сконцентрировано исключительно в ультракалийевых (K_2O до 8—10 %) экстрuzивно-эффузивных фациях нижнего мела, сложенных риолитами, игнимбритами, туфами, фельзитами с прослоями аргиллитов.

Рудные жилы помимо кварца сложены хлоритом, адуляром, родонитом, родохрозитом и сульфидами (3—8 %). Ранние про-

дуктивные стадии (кварц-хлорит-сульфидная и кварц-адуляр-серебряная) формировались при температурах 385—240 °С, а поздние (кварц-родонит-родохрозитовая и гребенчатого кварца) — 410—200 °С. В рудах установлено свыше 150 минералов, из них важнейшими являются самородное серебро и акантит, а также сфалерит и галенит. К главным особенностям месторождения относятся: усеребрение руд (золото-серебряное отношение 1:250—1:500); ограниченное развитие сульфидов; наличие марганцевых минералов; геохимическая связь серебра с медью, железом, сурьмой, оловом, селеном и марганцем; многостадийность процесса рудообразования, двухкратный привнос серебра, а также поздняя регенерация сульфидных минералов.

Месторождение Карамкен расположено в Примагаданском отрезке Охотско-Чукотского пояса, приурочено к крупной вулканотектонической кальдере, выполненной меловыми осадочно-вулканогенными породами, и ассоциирует с верхнемеловым магматизмом (плагиигранит-порфиры, кварцевые диоритовые порфиры, дациты, автомагматические брекчии андезитов). Рудные жилы локализуются в радиальных трещинах скола, формируются в две стадии (золото-сульфидно-сульфосолевая и серебро-сульфосолено-селенидная) и образуют спорадические рои в различных блоках кальдеры. Наиболее продуктивные жилы имеют адуляр-кварцевый, кварцевый и кварц-карбонатный состав. Золото-серебряное отношение изменяется в пределах 1:1,25—1:20, в среднем 1:5. Количество сульфидов не превышает 0,5—1,5%. К наиболее распространенным рудным минералам относятся: золото, серебро, пирит, халькопирит, сфалерит, блеклые руды, фрейбергит, акантит, канфильдит. Отложение богатых золотых руд происходило в узком температурном интервале (200—180 °С) в условиях резкой смены давлений, изменения состава рудоносных растворов, при переменных кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условиях, а также в инверсионном режиме серы и кислорода.

Олово-вольфрамовые месторождения рассматриваемого класса формировались в вулканических дугах магматических поясов, чаще всего на активных окраинах континентов. Наибольшее промышленное значение в их составе имеет касситерит-вольфрамит-висмутин-аргентитовая рудная формация, хорошо развитая в Андах и Кордильерах Северной и Южной Америки. Более 15% мировой добычи олова, большие количества вольфрама, серебра и полиметаллов уже более полувека поступают из месторождений (Боливийский рудный пояс, Лялагуа, Уануки, Потоси, Оруро и многие другие месторождения).

Боливийские месторождения локализованы в пределах субмеридиональной дуги, выгнутой в сторону континента, имеющей ширину 50 км и протяженность 800 км. Рудоносные вулканогенные и

интрузивные породы на севере имеют раннемезозойский возраст, в центральной части — раннемиоценовый и на юге — позднемиоценовый. Их образование связывают либо с субдукцией океанической плиты в восточном направлении, либо с анатектическим переплавлением пород континентальной коры, либо с переотложением руд более древних, в частности палеозойских и триасовых, месторождений.

Одним из наиболее ярких представителей рудных объектов Боливийского пояса является олово-серебряное месторождение *Потоси*, приуроченное к субвулканическому штоку дацитов позднеCRETИЧНОГО ВОЗРАСТА, ЧАСТИЧНО РАСПОЛОЖЕННОГО В ЖЕРЛЕ ДРЕВНЕГО ВУЛКАНА И ПРОРЫВАЮЩЕГО НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКО-ТРЕТИЧНУЮ ТЕРРИГЕННУЮ СЕРИЮ И СРЕДНЕТРЕТИЧНУЮ ТОЛЩУ ЛАВ И ТУФОВ АНДЕЗИТОВОГО И РИОЛИТОВОГО СОСТАВА. ОРУДЕНЕНИЕ ЛОКАЛИЗОВАНО В ПЯТИ СИСТЕМАХ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКИХ ТРЕЩИН И ПРОТЕКАЛО НА ГЛУБИНЕ 875 м в два периода. С первым связано отложение касситерита, пирита, висмутита и вольфрамитита, а со вторым — станнина, тетраэдрита, сфалерита и пираргирита.

В верхних частях рудных тел преобладают минералы серебра, а в нижних — олова, вольфрама, висмута и меди. Рудообразование протекало в широком диапазоне температур 500—100 °С. Околорудные изменения представлены интенсивным окварцеванием (верхняя часть штока) и серицитизацией (глубинные горизонты). Латеральная зональность выражена в развитии в центре месторождения олово-серебряных жил, а на его периферии — серебряных и серебряно-полиметаллических. По периферии месторождения породы пропилитизированы.

К классу вулканогенных, связанных с кислым, средним и основным (трапповым) магматизмом, месторождений также относятся многочисленные, но менее значимые в мировом балансе минерального сырья рудные объекты. Среди них можно отметить: флюорит-берtrandитовые (Томас, США), киноварные (Вышково, Украина), самородной меди (оз. Верхнее, США), алунитовые (Заглик, Закавказье), исландского шпата (Тунгуска, Сибирь), самородной серы (Курильские острова, Япония, Италия).

1.6.3. Вулканогенные базальтоидные субмаринные (колчеданные) месторождения

К рассматриваемому классу относятся месторождения сульфидных руд, связанные с подводно-морскими базальтоидными формациями. Из них получают до 10—15 % мировой добычи меди, цинка, свинца и значительное количество серебра, золота, кадмия, селена, олова, висмута, бария и других элементов. Рассматриваемые месторождения образовывались непрерывно в течение всей геологической истории начиная с раннего архея и заканчи-

вая современным колчеданным рудогенезом в океанических структурах из мантийных источников вещества. Рудные провинции и районы формировались на разных стадиях развития земной коры, но всегда в условиях растяжения. Установлено четыре основных типа геотектонических обстановок колчеданообразования: 1) островные дуги; 2) срединно-океанические хребты; 3) тыловодужные бассейны; 4) зоны разломов на границе палеоконтинентов.

Описываемый класс месторождений ассоциирует с субмаринной базальт-риалитовой формацией, которая разделяется на три субформации: слабо дифференцированную, полно дифференцированную и контрастно дифференцированную. По комплексу признаков — связям с магматическими породами, геологическим условиям залегания и особенностям состава и строения — можно выделить четыре подкласса месторождений: кипрский, уральский, куроко (алтайский) и бесши (филиппинский). Рассмотрим каждый из них подробнее.

К *кипрскому подклассу* относятся серно-, медно- и медно-цинково-колчеданные месторождения, связанные с недифференцированной базальтовой субформацией, характерной для коры океанического типа (рис. 1.13). Это и докембрийские руды Австралии (Брокен-Хилл) и Финляндии (Оутокумпо), и раннепалеозойские Норвегии (Леккен) и Ньюфаундленда (Канада), и мезозойские месторождения Кипра, Турции (Эргани-Маден), и современные сульфидные залежи срединно-океанических хребтов.

Месторождения Ньюфаундленда входят составной частью в раннепалеозойский офиолитовый комплекс, в разрезе которого вы-

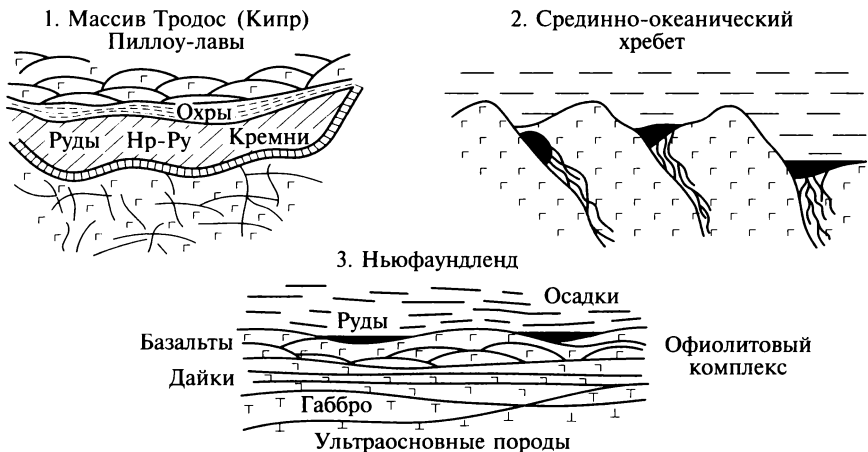


Рис. 1.13. Схемы геологического строения колчеданных месторождений кипрского подкласса

деляются (снизу вверх): ультрабазиты, габбро, пластовые диабазовые дайки, пиллоу-лавы — колчеданные залежи и морские осадки.

Месторождения массива Тродос (Кипр) связаны с меловым офиолитовым комплексом. Это обычно мелкие и средние рудные объекты. В нижних частях месторождений в толщи пиллоу-лав устанавливается сульфидный штокверк, фиксирующий рудоподводящий канал. Над ним располагается горизонт кремнистых сульфидов (яшмоидов) и пласто- и линзообразных залежей сплошных колчеданных руд. Его венчают поверхность размыва и продукты выветривания, представленные разнообразными охрами и морскими терригенными осадками. Обычно рудные тела формировались в локальных впадинах вблизи рудоподводящих разломов или трещинных зон.

Современные сульфидные проявления морей и океанов формируются в зонах срединно-океанических хребтов и областях заостроводужного спрединга и внутриплитного вулканизма («горячие точки»). В местах активной гидротермальной деятельности на дне океана образуются рудные постройки, достигающие 70 м в высоту и имеющие диаметр основания десятки метров. Каждая такая постройка состоит из сотен тысяч тонн рудного вещества. В пределах отдельных площадей (месторождений или рудных полей) располагается несколько десятков таких конусовидных холмов, увенчанных сверху трубообразными телами «черных курильщиков». Подобное поле содержит 30—50 млн т гидротермального вещества. В настоящее время эти проявления нигде в мире не разрабатываются и представляют пока потенциальные медно-цинково-колчеданные руды будущего.

Уральский подкласс месторождений ассоциируется с контрастно-дифференцированной базальт-риолитовой субформацией (рис. 1.14). По составу месторождения либо медно-колчеданные (Блява, Южный Урал), либо медно-цинково-колчеданные (Гай, Южный Урал; Уруп, Северный Кавказ и др.). В наиболее ярком виде этот тип месторождений широко распространен и детально исследован в герцинских комплексах Урала. Оруденение здесь ассоциируется с субвулканическими, экструзивными и лавовыми фациями риолито-дацитового состава; развито в областях бимодального риолито-базальтового вулканизма и отчетливо контролируется вулканическими структурами. Месторождения образовались на ранних стадиях эволюции энсиматических островных дуг и локализованы в пределах вулканических трогов.

Типичный геологический разрез представлен двумя контрастными толщами: внизу — риолитовой, сверху — базальтовой. Руды пласты, линзы и ленты локализованы на границе этих толщ и обычно венчают очередной вулканический цикл. В кровле залежей располагаются горизонты яшм, рудные гальки, пачки переслаивающихся алевролитов, туффитов и гематитсодержащих кремни-

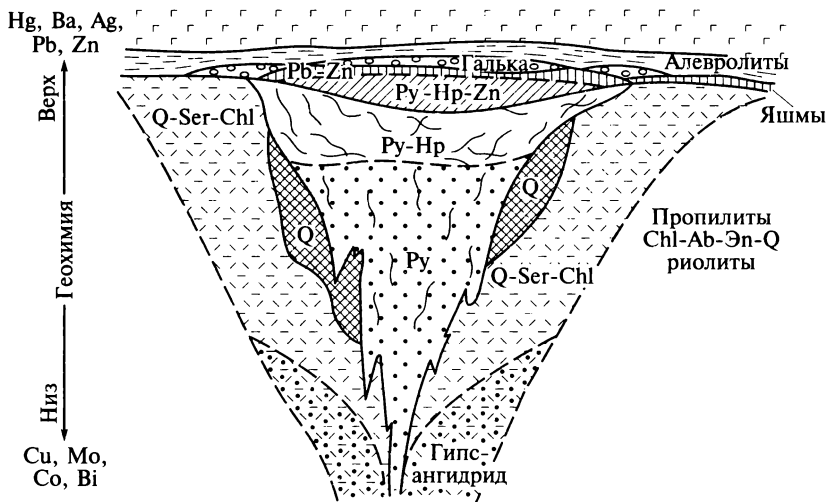


Рис. 1.14. Схема геологического строения колчеданных месторождений уральского подкласса

стых пород. Выше залегает толща альбитизированных пиллоу-лав. Непременными элементами разреза месторождений являются сложные, часто ветвящиеся тела эксплозивных брекчий, синвулканические разломы и радиолариевые горизонты в надрудной базальтовой толще. Рудные тела формировались на придонном и донном уровнях палеобассейнов. Обычно эти тела имеют сложную грибообразную форму. Верхняя пологая их часть сложена сплошными рудами, имеет пласто- и линзообразную форму и образовалась в локальных впадинах морского дна, а нижняя — представлена крутопадающим телом, состоящим из прожилково-вкрапленной руд. Эта часть возникла в рудоподводящих каналах.

В верхней части и рудных залежах наблюдаются следующие зоны (снизу вверх): пирит-халькопиритовая, пирит-халькопирит-цинковая, свинцово-цинково-серебряная. В подрудной части месторождений выделяются аномалии меди, молибдена, кобальта и висмута, а в надрудной — ртути, бария, серебра, свинца и цинка. В нижней секущей прожилково-вкрапленной части месторождений помимо кварц-пирит-халькопиритового штокверка выделяются линзы и блоки кварцитов. Установлена гидротермально-метасоматическая зональность; внутренняя зона, совпадающая с центральными частями движения флюидных потоков, — пирит-кварц-серицит-хлоритовая и внешняя — пропилитовая (хлорит-альбит-эпидот-кварц-пиритовая). Рассмотренный подкласс характерен для палеозойских и мезозойских субмаринных вулканогенных формаций, но встречается и в докембрийских вулканических поясах.

Месторождения подкласса Куроко парагенетически связаны с полно дифференцированной известково-щелочной базальт-андезит-дацит-риолитовой субформацией и сложены свинцово-цинково-медными рудами. Месторождения приурочены к зрелым внутренним островным дугам; формируются в субдукционных обстановках в пределах подвижных поясов на гранито-гнейсовой коре. Наиболее яркими представителями данного подкласса являются месторождения Алтая (рудно-алтайский тип), Куроко (колчеданосный миоценовый пояс Японии), Скандинавских каледонид, Пиритового пояса Испании и Португалии, докембрийских зеленокаменных поясов и ряда других провинций мира. Это самый важный и самый распространенный подкласс колчеданных месторождений.

В хорошо сохранившихся и слабо метаморфизованных месторождениях миоценового пояса Японии (рудные районы Айзу, Вагаомоно, Хокуроку и др.) развиты сложные грибообразные рудные тела с нижней секущей штокверкообразной частью и верхней — субпластовой, стратиформной. В нижней развиты прожилково-вкрапленные пирит-халькопирит-кремнистые гипс-ангидрит-монтмориллонит-пирит-халькопиритовые (реже — сфалерит-галенит-кварцевые) и почти мономинеральные пиритовые с небольшой примесью халькопирита руды. В верхней части пластовая или линзовидная залежь разделяется на ряд стратифицированных зон (снизу вверх): пирит-халькопиритово-сфалерит-барит-кварцевая (желтые руды), сфалерит-галенит-халькопирит-пирит-баритовая (черные руды), баритовая (с кальцитом, доломитом и сидеритом) и венчает залежь яшмовый горизонт (ожелезненные кремни). Для месторождений данного типа характерна четкая метасоматическая зональность. В ее ядре развиты кварц-серицитовая и рудная ассоциации, далее следуют серицит-монтмориллонит-магнезиально-хлоритовая и серицит-монтмориллонит-альбит-калишпат-железо-магнезиально-хлоритовая и по периферии отмечается монтмориллонит-цеолитовая.

Подкласс Бесши (филиппинский) развит в терригенных флиш-идных толщах складчатых миогеосинклинальных поясов (рис. 1.15). Он ассоциирует с внешней островной дугой и по характеру связи с вулканизмом относится к дистальному типу. В рудовмещающем разрезе обычно присутствуют редкие маломощные пласты лав, субвулканические тела и дайки базальтового состава (недифференцированная базальтовая субформация). Руды имеют медно-цинково-колчеданный состав. Согласно концепции тектоники плит данный подкласс формируется в субдукционных обстановках на удалении от центров спредингового вулканизма. Месторождения района Бесши (Япония) представлены пластовыми лентообразными телами, залегающими в верхнепалеозойской сланцевой толще, содержащей прослой базальтовых лав. Руды залегают на пач-

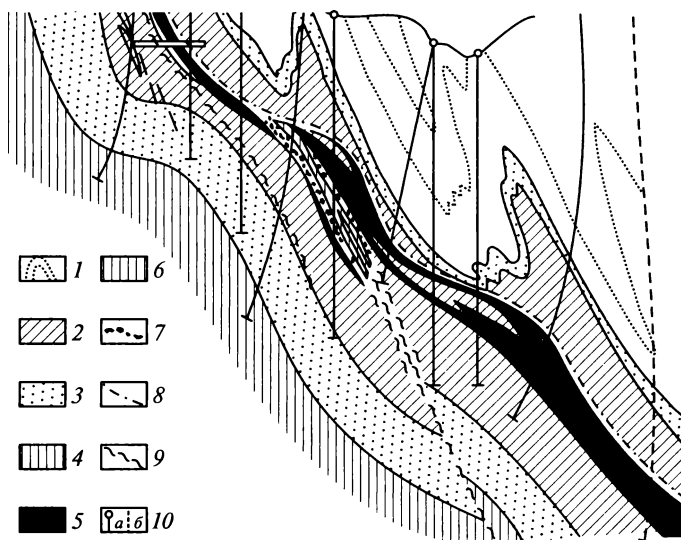


Рис. 1.15. Геологический разрез центральной части Фелизчайского месторождения (по Н. Н. Шатагину и С. А. Сандомирскому):

1 — горизонт аргиллитов с редкими маломощными прослоями алевролитов и песчаников; 2 — горизонт монотонных аргиллитов; 3 — средняя пачка песчаников; 4 — нижняя пачка аргиллитов; 5 — полосчатые колчеданно-полиметаллические руды; 6 — пирротиновые руды; 7 — пятнистые пирит-пирротиновые руды; 8 — разрывные нарушения; 9 — кварц-сульфидные прожилки; 10 — буровые скважины (а — лежащие в плоскости разреза, б — не попавшие в плоскость разреза)

ках базальтовых вулканитов и перекрываются толщиной кремнистых сланцев с отдельными горизонтами яшм. Процессы регионального метаморфизма смяли породы и руды в линейные складки, в шарнирах которых отмечаются переотложенные прожилковые и штокверковые ассоциации.

В заключение отметим основные черты данного класса месторождений. 1. Наиболее активно рудоотложение протекало в стадии, когда интенсивность вулканизма резко сокращалась, а глубоководные условия сменялись мелководными. 2. Основная масса руд накапливалась в конце вулканического цикла. 3. Источником медной минерализации были мантийные базальтоидные, а свинцово-цинковой — либо коровые, либо смешанные мантийно-коровые комплексы. 4. По мере усиления степени дифференциации рудовмещающих субмаринных вулканических комплексов натровые вулканиты сменяются калинатовыми.

ЭКЗОГЕННАЯ СЕРИЯ

Экзогенные (поверхностные, гипергенные) месторождения формировались вследствие механической, химической и биохимической дифференциации вещества земной коры под влиянием солнечной энергии. Здесь выделяют три группы: выветривания, осадочную и эпигенетическую, рудообразование в которой происходило в осадочно-породных бассейнах в связи с деятельностью грунтовых или артезианских подземных вод.

2.1. Месторождения выветривания

В группу месторождений выветривания отнесены месторождения, образование которых непосредственно связано с процессами выветривания, протекавшими на континентах, реже в подводно-морских условиях. Они включают в себя месторождения бокситов, железа, марганца, никеля, кобальта, редких металлов, золота, каолина, апатита, магнезита, талька, барита, цеолитов, монтмориллонита, маршаллита и камнесамоцветного сырья.

Типичными особенностями рассматриваемых месторождений следует считать: связь их с тропическим климатом; приуроченность месторождений к региональным поверхностям несогласия; положение руд в определенных вертикальных минерало-геохимических зонах кор выветривания; преимущественно плащеобразную форму рудных тел; слабую сцементированность вмещающих пород, пористые, цементные, каркасные текстуры, колломорфные и тонкодисперсные структуры руд. Кроме того, благоприятными факторами являются состав исходных пород, синхронные выветриванию особые геоморфологические и гидрогеологические условия и проявления вулканизма (рис. 2.1).

Процессы выветривания протекают в самой верхней части литосферы. По степени устойчивости к разложению в гипергенезе выделяют четыре минеральные группы. Минералы первой и второй групп могут давать концентрации, в том числе рудные в элювиальных образованиях, формируя россыпи. Для разложения минералов второй и третьей групп требуется глубокое химическое выветривание. Минералы последней группы наиболее легко подвергаются разложению. К ним следует отнести урановые минералы, органическое вещество углей и углеродистых сланцев.

Главные процессы, обуславливающие разложение минералов в коре выветривания, следующие: окислительно-восстановительные реакции (кислород, сера, железо и углерод); реакции обмена, происходящие из-за изменений состава и кислотно-щелочных условий; гидролиз безводных соединений; микробная деятельность.

Конечные продукты глубокого химического преобразования в корях выветривания — это глинистые минералы, простые оксиды и гидроксиды. Кроме них могут формироваться карбонаты, сульфаты, сульфиды, фосфаты (апатит, черчит, вивианит). Все они составляют группу новообразованных минералов и, как правило, слагают дисперсные фазы.

Полезные компоненты, образующиеся в корях выветривания, могут накапливаться как непосредственно в них (остаточные месторождения), так и на удалении (переотложенные или инфильтрационные). Кроме того, принято различать разные профили выветривания (снизу вверх): гидрослюдистый, или насыщенный, сиалитный, в котором широко распространены гидрослюды, гидрохлорит, бейделлит и монтмориллонит, ассоциирующие с остаточными скоплениями кремнезема; глинисто-каолиновый, или ненасыщенный, сиалитный, в составе которого типичны каоли-

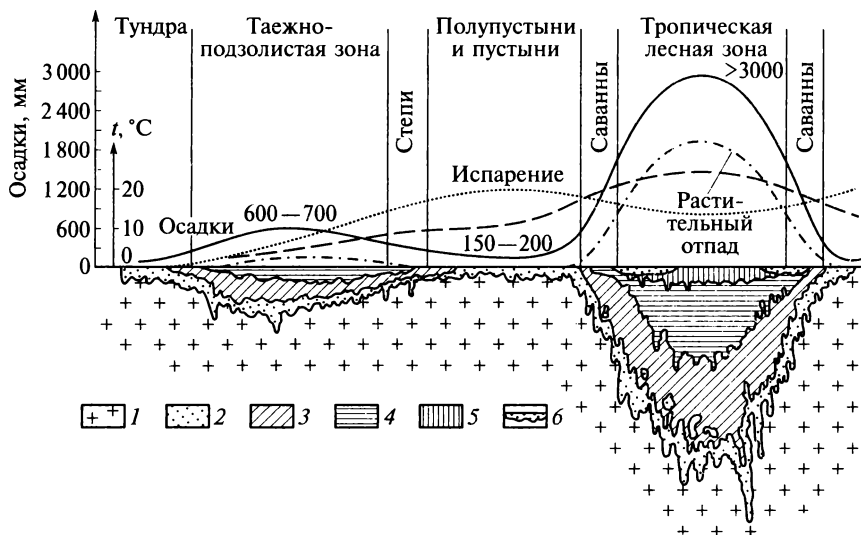


Рис. 2.1. Схема образования коры выветривания на тектонически неактивных площадях (по Н. М. Страхову, 1963):

1 — свежая порода; 2 — зона дресвы, химически малоизмененной; 3 — гидролюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовая зона; 4 — каолиновая зона; 5 — охры, оксиды алюминия; 6 — панцирь, оксиды железа и алюминия

нит, галлуазит, нонтронит, кварц; характерен вынос кремнезема, в ряде случаев вынос алюминия и железа, при котором образуется плотная кремнистая глиноподобная порода — литомарж; латеритный, или алитный, характеризующийся почти полным выносом кремнезема и концентрацией простых гидроксидов алюминия (гиббсит, гидраргилит, бёмит, диаспор), железа (лимонит, гидрогетит) и титана (лейкоксен).

Параллельно с преобразованием минеральной части пород в коре выветривания протекают процессы выщелачивания. В корях распространены сорбционный, окислительно-восстановительные, кислотнo-щелочные, в меньшей мере механический и испарительный геохимические барьеры. На окислительном могут накапливаться руды железа, марганца, меди, ванадия, селена, церия, на восстановительном — урана, меди, ванадия. При изменении кислотнo-щелочных условий и в результате реакций обмена концентрируются никель, кобальт, бериллий, молибден, серебро, частично золото, образуются магнезит, барит, апатит, целестин, стронцианит. Сорбционные концентрации характерны для радия, урана, лития и редких земель. Испарительный барьер действует в пустынных условиях, где могут накапливаться уран, радий и ванадий. Механическим путем в результате гравитационных просадок возможны концентрации золота, платиноидов, касситерита, тантало-ниобатов и других тяжелых устойчивых полезных компонентов.

С латеритными корами выветривания связаны все важнейшие месторождения, прежде всего бокситовые. В наиболее типичном случае бокситовые залежи представляются панцирными корами, занимающими самые верхние горизонты кор. С латеритами, развитыми по ультрабазитам, связаны месторождения кобальт-железо-никелевых руд. Обычно они подразделяются на площадные, комбинированные и линейные. Первые наиболее распространены и составляют основные запасы на месторождениях. Вторые также часто встречаются и являются комбинацией плашевидных горизонтов кор с крутопадающими зонами, распространенными вдоль зон разломов и трещиноватости. Наиболее ярким примером месторождений со сложной формой рудных тел являются лимонитизированные залежи месторождений Курской магнитной аномалии (КМА) и никеленосных кор выветривания.

Для образования остаточных месторождений тектонический режим предопределяет три условия: большие объемы гипергенной проработки исходных пород и, как следствие, крупные запасы руд; стабильность действия геохимических условий рудонакопления и соответствующую длительность формирования кор выветривания; сохранность месторождений.

Продолжительность формирования 100-метровой коры оценивается в 1 млн лет. Рассматриваемые месторождения можно

объединить в несколько рудных формаций: латеритные и карстовые бокситы; железо-кобальт-никелевая в серпентинизированных гипербазитах; редкометалльные и редкоземельные выветрелые карбонатиты и щелочные граниты; золотоносные контактные и карстовые коры выветривания; каолиновая в выветрелых гранитах; мартитовая в выветрелых железистых кварцитах; оксидные марганцевые руды в выветрелых марганцевоносных метаморфических породах.

2.2. Осадочные месторождения

Осадочными месторождениями называют такие, которые непосредственно связаны с процессами седиментации и диагенетического преобразования осадков. Они наиболее распространены по сравнению с другими генетическими типами. К ним относятся месторождения: энергетического и химического сырья (угли, торф, горючие сланцы, сапропели, битумы, газогидраты, каменные соли); металлических полезных ископаемых (железо, марганец, золото, платина, медь, уран, торий, редкие и рассеянные металлы); сырья для производства удобрений (фосфориты, калийные соли, селитра, бораты); горно-индустриального сырья (кварцевый песок, диатомиты, трепела, цеолиты); строительных материалов (карбонатные породы, гипс, кровельные сланцы, бутовый камень, глины, песок, гравий) и камнесамоцветов (алмаз, агат, халцедон и др.).

Типичные признаки осадочных месторождений следующие: локализация в определенных фациально-палеогеографических зонах; строгая приуроченность к стратиграфическим горизонтам; образование в стадии седиментогенеза и диагенеза с характерными седиментационно-обломочными, слоистыми, конкреционными и биогенными текстурами руд; пластовая, пластово-линзовидная и полосовидно-лентовидная форма рудных тел.

Среди седиментологических факторов особое значение имеют: климатические условия; особенности рельефа областей аккумуляции; аэро- и гидродинамические условия осадконакопления. Физико-химические характеристики включают в себя закономерности диффузионного и инфильтрационного массопереноса при низких давлениях и температурах, вариации Eh-pH растворов, а также преобладание коллоидных или истинных систем, присутствие электролитов. Биогенные факторы следует рассматривать в качестве источников вещества, энергии и агентов, обуславливающих органоминеральные растворимые комплексы и сорбционные процессы. В. И. Смирнов предложил выделить три группы месторождений по ведущему механизму рудообразования: механогенные, хемогенные и биохимические.

2.2.1. Механогенные месторождения

Механогенные месторождения представляют собой континентальные и прибрежно-морские терригенные породы или являются их составляющими. По промышленной ценности они составляют ряд — россыпи, кварцевые пески и строительные материалы. Последние наиболее широко распространены и обычно сложены рыхлыми континентальными отложениями четвертичного возраста: элювиальные дресвяники, аллювиальные, флювиогляциальные, реже пролювиальные галечники, гравелиты и пески. Широко распространены субаэральные и полигенные алевролиты и глины (супеси и суглинки), используемые в производстве строительных материалов.

Россыпные месторождения — это скопление рыхлого или сцементированного обломочного материала, содержащего ценные минералы в виде зерен, их обломков либо агрегатов. Полезные минералы россыпей включают в себя: Au, Pt и платиноиды, U, Th, Y, TR, Sc, V, Zr, Ta, Nb, Ti, Sn, W, Be, Hg, Fe, Cr; драгоценные и поделочные камни (алмаз, изумруд, корунд, гранаты, топаз, турмалин, янтарь, аметист, агат, горный хрусталь и др.); формовочные, стекольные и строительные пески.

К настоящему времени россыпи во многих регионах практически обработаны. В США доля добычи золота из россыпей к 1990 г. составляла 3 %, в бывшем СССР — 45 %, Бразилии — 76 %, Колумбии — 80 %. Выделяется следующий ряд генетических типов россыпей: мелководно-морские — аллювиальные — дельтовые — элювиальные — пролювиальные — делювиальные — эоловые — озерные — гляциальные. По связи с коренными источниками выделяют россыпи ближнего (элювиальные, делювиальные, пролювиальные, ложковые, карстовые, некоторые аллювиальные, эоловые, озерные) и дальнего сноса — латеральные (часть аллювиальных, дельтовые, мелководно-морские). Кроме уже названных, следует различать россыпи древние и современные.

Для того чтобы образовалось россыпное месторождение, необходимо сочетание ряда благоприятных условий: присутствие в области питания россыпеобразующих минералов; предварительная концентрация этих минералов; интенсивное разрушение источников и глубокий эрозионный срез в областях денудации; тектонические устойчивые разнонаправленные движения крупных блоков земной коры; наличие долгоживущих динамических ловушек полезных минералов (рис. 2.2).

Россыпеобразующие минералы являются, как правило, высокоплотными, абразивными и химически стойкими. Они наиболее концентрируются в тяжелой фракции терригенных отложений. По плотности промышленно-ценные минералы составляют следующий ряд (г/см^3): золото — 15—19, платина — 14—19, торианит —

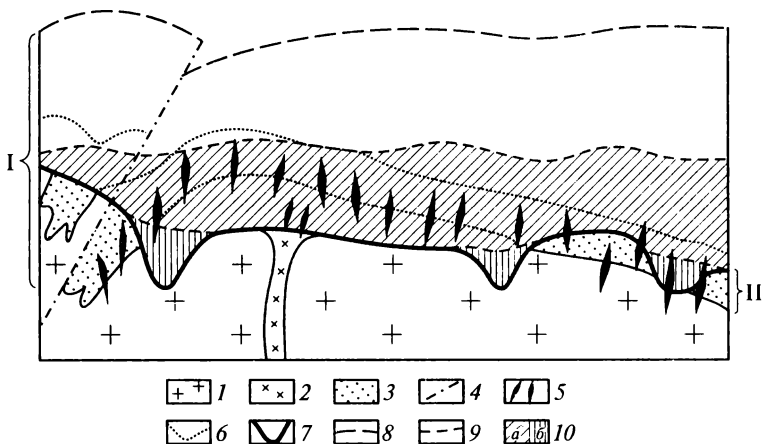


Рис. 2.2. Развитие эрозии в рудно-россыпном районе в условиях блоковой тектоники (по Н. Г. Патык-Кара, 1981):

1 — граниты; 2 — гранит-порфиры поздней фазы; 3 — контактово измененные породы; 4 — разрывные нарушения; 5 — рудные тела россыпеобразующей формации (коренные источники); 6 — реконструированные геологические границы; 7 — современная дневная поверхность; 8, 9 — палеоповерхности (8 — периода рудообразования, 9 — в начале эрозии рудных тел); 10 — ленудационный срез (а — предшествующий сохранившимся россыпям, б — синхронный известным россыпям (эрозионный вырез)); I — суммарный пострудный срез; II — срез коренных источников

8,0—9,9, танталит — 6,3—8,2, колумбит — 5,2—8,0, касситерит — 6,8—7,1, шеелит — 5,9—6,2, бадделеит — 5,5, магнетит — 5,2, монацит — 5,0—5,5, ильменит — 4,7, циркон — 4,7, гранаты — 3,5—4,2, топаз — 3,6, алмаз — 3,5, берилл — 2,7, янтарь — 1,1.

Возможность формирования россыпей из тех или иных минералов определяется также их физическими свойствами: твердостью, способностью к истиранию, спайности и хрупкости, смачиваемостью, гидродинамическими характеристиками. Физические и гидравлические параметры россыпеобразующих минералов определяют дальность их переноса — предельное расстояние их транспортировки, при котором размеры зерен позволяют их промышленное извлечение. В водной среде устанавливаются следующие расстояния: для пироклора — 1—1,5 км; танталита — 5 км; вольфрамита — 1,0—2,5 км, колумбита — 1,5—2,5 км; касситерита — 3—6 км; золота — 8—10 км; платины — 4—8 км; фергюсонгита, эвксенита, самарскита — 15—20 км; лопарита — от 3—5 до 200 км и более; нефрита — 150—200 км; алмаза — десятки—первые сотни километров; ильменита, циркона, монацита, рутила — сотни километров.

Источниками россыпей могут быть: магматические породы, обогащенные акцессорными минералами (например, редко-

металльные граниты); эндогенные рудопроявления и месторождения; древние осадочные породы, обогащенные полезными компонентами; древние россыпи.

Среди *аллювиальных россыпей* выделяют долинные, русловые, косовые, террасовые разных уровней, приустьевых притоков, водораздельные (рис. 2.3). В целом аллювиальные россыпи слагают лентовидные тела, вытянутые вдоль долины. В поперечном сечении они могут слагать одну линзу, часто расщепляющуюся ниже по речной долине. Распределение полезного компонента внутри россыпи неравномерное и струйчатое.

Террасовые россыпи представляют собой оставшиеся от последующей эрозии реликты долинных россыпей, сохранившиеся в прибортовых частях аллювиальных долин.

Косовые россыпи образуются в результате накопления россыпных минералов в местах снижения скоростей потоков вдоль выпуклых участков меандр и вблизи островов.

Проллювиальные россыпи встречаются в предгорьях аридных областей и имеют небольшое промышленное значение. Они приурочены к отложениям блуждающих ветвящихся русел, расположенных в срединных зонах конусов выноса, и были более развиты в протерозое и раннем палеозое. В частности, многие исследователи относят крупнейшее месторождение золота, платины, урана, алмазов и редких металлов Витватерсранд в ЮАР, локализованное в кварцевых конгломератах раннего протерозоя, к метаморфизованной проллювиальной россыпи.

Среди *прибрежно-морских россыпей* наиболее крупными являются современные россыпи Австралии, Индии, Бразилии, полуострова Флорида в США, Цейлона, стран Юго-Восточной Азии. Среди прибрежно-морских россыпей выделяются пляжевые, баровые, косовые, береговых валов, лагун, дельт и подводного склона. Их отличает: малая мощность, не превышающая 1 м, ширина в

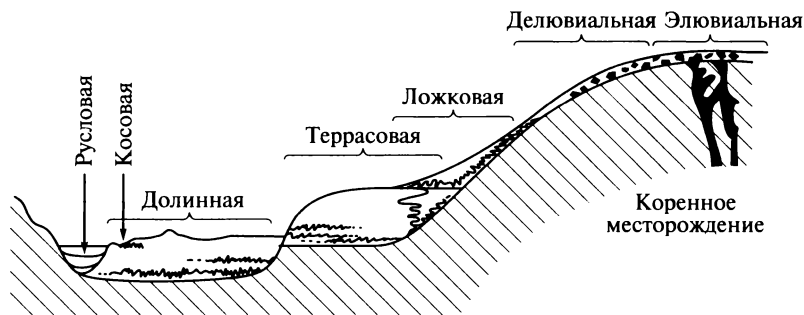


Рис. 2.3. Схема размещения россыпных месторождений различных видов в поперечном сечении речной долины (по В. И. Смирнову)

несколько сотен метров и очень большая протяженность, достигающая десятков и даже сотен километров; многоярусные кулисообразные плоско-линзовидные тела песков, чередующиеся с мелководно-морскими отложениями, содержащими детрит морских раковин; приуроченность рудных песков к верхней части баровых или пляжевых отложений; фациальные переходы в континентальные, часто эоловые и лагунно-морские отложения в поперечном сечении россыпи; хорошая сортировка и высокая степень окатанности как правило мелкозернистого песчаного материала; косоволнистая мультислойная (фестончатая) слоистость, указывающая на волновые течения; поликомпонентный состав, часто включающий рутил, ильменит и циркон и очень высокие (до 60 — 80 % от массы песка) их концентрации.

Карстовые россыпи являются россыпями ближнего сноса. Для них характерны: положение в карстовых провалах и пещерах; близкое присутствие коренных рудных источников; пространственная и временная связь с корами глубокого химического выветривания; расположение в основании карстовых отложений; примесь хорошо сортированного песчаного материала и щебенки карбонатных пород, повышенная глинистость; весьма неравномерное часто гнездовое распределение полезных компонентов, присутствие весьма богатых участков; небольшие размеры (мощности — первые метры, длина и ширина — десятки метров).

Существуют три главные теоретические модели аллювиально-россыпеобразования: активного слоя Ю. А. Билибина, сальтации М. А. Великанова и соударений Н. А. Шило и Н. Г. Бондаренко.

По представлениям Ю. А. Билибина перераспределение минералов происходит в так называемом активном слое русловых наносов, который целиком передвигается по дну реки. Мощность слоя составляет от нескольких дециметров до двух метров. Слой представляется густой суспензией, сложенной галькой, гравием и песком. В нижней его части консистенция выше. Во время своего движения из-за различий в удельном весе, размерах частиц и скоростей тяжелые ценные компоненты постепенно опускаются к приплотиковой части активного слоя.

В основе гипотезы М. А. Великанова положена дифференциация зерен, которая происходит главным образом в процессе их сальтации в придонной части руслового потока. Чем тяжелее и крупнее зерно, тем меньше высота сальтации и длина перемещения частицы. Следовательно, вдоль по течению должно происходить разделение зерен. В результате ценные тяжелые минералы вместе с крупнообломочным материалом остаются в придонной части и постепенно опускаются к плотнику через крупнообломочный каркас.

В модели Н. А. Шило и Н. Г. Бондаренко рассматривается образование аллювиальных россыпей за счет поступающих сростков —

агрегатов зерен, содержащих полезные минералы (золото, платина и др.). Из минеральных агрегатов в процессе транспортировки и соударений тяжелые минералы высвобождаются и сразу оседают на дно. Поскольку осадок достаточно рыхлый, тяжелые частицы практически не успевают передвинуться вдоль по потоку и проседают к плотнику.

Выделяются девять типов рудных формаций россыпных месторождений. 1. Формация золота представлена современными аллювиальными, древними (палеогеновыми и мезозойскими) аллювиальными и карстовыми, а также прибрежно-морскими россыпями. 2. Формация платины включает в себя современные аллювиальные долинные и террасовые, прибрежно-морские террасовые россыпи. 3. Формация алмазов представлена современными аллювиальными, прибрежно-морскими, древними аллювиальными и карстовыми россыпями. 4. Формация ильменит-рутил-циркон-монацитовая включает современные прибрежно-морские россыпи. 5. Формация олова включает современные аллювиальные и прибрежно-морские россыпи. 6. Формация магнетита и титаномагнетита представлена прибрежно-морскими россыпями. 7. Формация янтаря включает прибрежно-морские россыпи. 8. Формация камне-самоцветная представлена аллювиальными россыпями агатов, сердолика, горного хрусталя, изумрудов и других драгоценных и полуделочных камней. 9. Формация техногенная представлена россыпями золота и минералов платиновой группы в шламах и хвостохранилищах обогащения медно-никелевых сульфидных руд и в центральных отстойниках обогащения строительных песков и гравия.

2.2.2. Хемогенные осадочные месторождения

В рассматриваемый класс входят месторождения эвапоритов (каменных солей), бурых железняков, оксидных и карбонатных руд марганца, железомарганцевых конкреций океанического ложа, части бокситов. Эвапоритовые месторождения включают в себя все запасы галита, сильвинита, природной селитры, соды (троны), бишофита, мирабилита, тенардита, гипса, ангидрита, боратов, части цеолитов, известняков и доломитов. Из рассолов, сопровождающих эвапоритовые отложения, извлекают такие ценные элементы, как J, Br, B, Rb, Cs, Sr, Li, Tl. Только из морской воды ежегодно добывается порядка 250 тыс. т магния, 100 тыс. т брома.

Среди рассматриваемых месторождений выделяется два типа: сформированные из истинных растворов и из коллоидов. К первому типу относят месторождения солей и рассолов, ко второму — металлов. Образование *месторождений каменных солей* связывают с процессом соленакопления в осадочных солеродных бассейнах — галогенезом. Выделяют три типа галогенеза: хлоридный, сульфат-

ный и содовый. В рассматриваемых типах галит является сквозным и доминирующим во всех галогенных отложениях. Сильвин также может присутствовать во всех ассоциациях, однако наиболее широко распространен в хлоридной и сульфатно-хлоридной группах.

Характерными чертами рассматриваемых месторождений являются: отчетливый географический и палеогеографический контроль солеобразования, который заключается в связи с аридными климатическими зонами и выравненным рельефом; локализация в соленосных преимущественно хемогенно-осадочных толщах и связь с первично-красноцветными тонкообломочными отложениями; отчетливый стратиграфический контроль рудных залежей; хроностратиграфическая неравномерность распределения запасов солей, наличие эпох солевого осадконакопления; расположение месторождений в крупных депрессионных зонах, отличавшихся интенсивным некомпенсированным опусканием и высокой скоростью накопления каменных солей; пластовая, иногда штоковидная форма рудных тел с большой мощностью, достигающей 700—800 м, и площадью распространения, составляющей от 5—6 до 100 тыс. км² и более 1 млн км²; характерные тонколистватые текстуры руд, часто нарушенные оползневыми деформациями, присутствие текстур растворения; частые проявления соляной тектоники, обусловленной способностью каменных солей к вязкому течению; обязательное присутствие в разрезах перекрывающей соли бронирующих глинистых толщ.

Солеобразование отмечено во всех геологических периодах начиная с раннего докембрия и до современной эпохи. Однако наиболее крупные скопления каменных солей сопровождают эпохи завершения крупных геотектонических циклов — байкальского (кембрий), каледонского (силур — ранний девон), герцинского (поздняя пермь), киммерийского (поздняя юра — ранний мел), альпийского (миоцен).

Солеродные бассейны существенно различаются своими размерами (от первых тысяч до миллионов квадратных километров). Залежи каменной соли занимают различные части от площадей бассейнов, составляя от 6 до 70 %. Месторождения калийных солей всегда располагаются внутри галитовых бассейнов, занимая от 5 (Рейнский грабен) до 24 % (Предкарпатский прогиб) и даже 40 % (Верхнекамское месторождение). Наиболее крупными солеродными бассейнами были кембрийские Восточно-Сибирский и Ирано-Пакистанский и пермские — Восточно-Европейский и Западно-Европейский.

Пласты каменных солей характеризуются внутренним ритмичным строением. Как правило, в основании ритмов залегают гипсангидритовые слои, выше переходящие в галитовые, сменяющиеся карналитом. Соленосные формации могут слагать толщи мощ-

ностью до 700 м и более. Калийные соли занимают часть от галитовых толщ и встречаются либо в виде маломощных (0,5—1,5 м) прослоев и линз, либо одного или многих мощных (до 25 м) пластов. Характерными особенностями эвапоритовых месторождений являются проявления галотектоники — вязкопластических деформаций солей и соленосных глинистых пачек.

О механизме образования каменных солей существует несколько гипотез. По одной из них (Я. Г. Вант-Гофф, К. С. Курнаков и др.), соли образуются из морских вод путем их естественного солнечного испарения. По Я. Г. Вант-Гоффу, предполагается следующая последовательность солеобразования: кальцит + доломит — гипс — галит + гипс — галит + ангидрит — галит + полигалит — астраханит + эпсомит — сульфаты калия и магния — каинит — карналлит — бишофит.

К. С. Курнаков предложил более простой ряд: гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) — галит (NaCl) — эпсомит ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) — гексагидрит ($\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) — карналлит ($\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) — бишофит ($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) — бораты.

Согласно А. Оксениусу (гипотеза баров) соли накапливаются в замкнутом водоеме, отделенном от открытого бассейна подводным или надводным барьером (баром). За счет интенсивного испарения в жарком климате уровень воды в заливе резко понижается, в результате чего из открытого бассейна поступают дополнительные объемы морской воды. Привнос растворенных солей при постоянном объеме воды в заливе обуславливает последовательную их концентрацию и выпадение из пересыщенных рассолов.

М. Г. Валяшко развил эти представления, разделив солеродные бассейны на два типа: рапного озера и «сухого» озера. В первом из них существует рапа — густой раствор плотностью до $1,3 \text{ г/см}^3$, в ассоциации с которым последовательно накапливаются карбонат, гипс, галит и сильвинит. Во втором типе преобладает твердая масса солей, в межзерновом пространстве которых имеется маточный рассол плотностью $1,3—1,4 \text{ г/см}^3$. Кристаллизация калийных и магниевых солей из маточного рассола в «сухом» озере может происходить лишь в условиях его накопления в прогибах и испарения с открытой поверхности.

Таким образом, накопление солей может происходить двумя путями: 1) в результате последовательного уменьшения площади солеродного бассейна; 2) путем концентрирования в межзерновой жидкой фазе в разрезе ранее сформированных эвапоритов. Наиболее распространен первый механизм, который обуславливает формирование месторождений гипса, галита и небольших по мощности калийных пластов. Второй механизм встречается редко, но обуславливает мощный калийный или содовый рудогенез.

Месторождения, образованные из коллоидных растворов, являются главным поставщиком промышленных руд марганца (Чиатури, Никополь, Больше-Токмакское в СНГ, Моанда в Габоне, объекты добычи в Марокко, ЮАР). Они представляются важным источником промышленных оолитовых (бурожелезняковых) руд железа (месторождения Керченское, Аятское, Колпашевское в СНГ, Лотарингского бассейна в Германии, Клинтон в США, п-ва Ньюфаундленд в Канаде и др.). К этому типу относятся перспективные по своим огромным ресурсам железомарганцевые конкреции дна Мирового океана. Заметную роль играют относящиеся к этому типу осадочные бокситовые месторождения Северо-Уральского бокситорудного района, Венгрии, Сербии и Черногории, Боснии и Герцеговины, Ямайки и Гаити.

Рассматриваемые месторождения имеют следующие характерные особенности: ассоциация месторождений с сероцветными терригенными, туфогенно-осадочными, черносланцевыми и угленосными формациями гумидных климатических зон, выполняющими озерные, морские и океанические впадины; фациально-геохимическая и минеральная зональность оруденения относительно береговой линии; стратиграфический контроль оруденения, наличие металлогенических эпох, в которых сосредоточены наибольшие мировые запасы железа, марганца и алюминия; пластовая форма тел, оолитовые, конкреционные и микрослоистые текстуры руд.

Месторождения располагаются в отложениях, которые накапливались в мелководных озерах, заливах, бухтах, лагунах и на океаническом дне с неактивным гидродинамическим режимом. Характерна ассоциация руд с мелководными глинистыми, мелкозернистыми песчаными, кремнистыми, туфогенными и карбонатными породами, слагающими трансгрессивно-регрессивные серии. Наиболее крупные месторождения бурых железняков и оксидных марганцевых руд занимают обширные мульды в платформенном чехле. В целом Н. М. Страховым отмечено закономерное распределение концентраций алюминия, железа и марганца в направлении от континента к морским обстановкам, т.е. от их источника — латеритных кор выветривания. Для железа наблюдается следующая зональность руд по мере удаления от береговой линии: оксидные (коричневые); оксидные и гидросиликатные (табачные); оксидные с сидеритом и анкеритом и гидроксидами марганца (икряные); сидеритовые; пирит-марказитовые концентрации. Похожие изменения выявлены для марганцевых руд: пиролюзит-псиломелановые (MnO_2 и $MnO_2 \cdot nH_2O$); манганитовые $MnO(OH)$; родохрозитовые $MnCO_3$. Выделяют семь главных металлогенических эпох: докембрийскую, кембрийскую, ордовикскую, силурийскую, каменноугольную, юрскую и кайнозойскую, которые в целом связаны с периодами выравнивания и образова-

ния интенсивных кор выветривания. Для железа главными эпохами считаются протерозойская и юрская. Для докембрийских месторождений характерны преимущественно силикатные марганцевые руды, для палеозойских — оксидные и карбонатные, для олигоцена — гидроксидные.

Для месторождений осадочных бокситов важнейшими эпохами являются: девонская, карбоновая, мезозойская, палеогеновая и плиоцен-четвертичная. Пластовая форма рудных тел и согласное их залегание в осадочных толщах прямо указывают на седиментационно-диагенетическое происхождение руд. Характерно тонкое переслаивание собственно рудных слоев и прослоев ракушняков, глин или песков, содержащих полезные компоненты в примесных концентрациях. Мощности рудных тел бурых железняков и оксидно-марганцевых руд составляют метры — десятки метров, протяженность — многие километры.

Современные железомарганцевые конкреции дна Мирового океана прослежены до глубины 6 км и при дециметровых мощностях занимают огромные площади и соответствующие запасы, которых человечеству может хватить на несколько столетий. На плато Клипертон в центре Тихого океана уже начата экспериментальная их добыча. Диаметр конкреций — от первых сантиметров до многих дециметров, концентрации металлов в них достигают: Fe — 25—27 %, Mn — более 20 %, Co — первые %, Cu — 1,5 %. Отмечаются также высокие концентрации Ni, V, Mo, Ti и др.

Выделяются следующие рудные формации собственно хемогенных осадочных месторождений: гипс-ангидрит-галитовая; галит-карналлитовая с солями магния; содовая; современных и древних рассолов с концентрациями бора, йода, брома, щелочных и щелочно-земельных металлов; бурых железняков с оолитовыми шамозит-гетит-гидрогетитовыми и сидеритовыми рудами; псиломелан-пирролюзитовая с родохрозитом; железомарганцевых конкреций дна Мирового океана; диаспор-бемитовая (бокситовая) в известняковых толщах; хемогенных известняков и доломитов.

2.2.3. Биохимические месторождения

К биохимическим относят месторождения фосфоритов, кремнистых, карбонатных пород, сапропеля, торфа, лигнита, каменного угля и горючих сланцев.

Месторождения фосфоритов. Фосфоритами называют породы с экзогенными концентрациями скрыто- или микрористаллического апатита. Нижний предел таких концентраций составляет 5—12 %, верхний — 35 % P_2O_5 . Фосфориты могут формироваться в корах выветривания, рассмотренных ранее, и осадочным путем. В мировом балансе фосфатного сырья осадочные фосфориты со-

ставляют около 80 %. По особенностям состава выделяют три типа осадочных фосфоритовых месторождений: желваковые, ракушечные и зернистые. Последние включают в себя микрозернистые и собственно зернистые разновидности.

Характерными чертами геологического строения рассматриваемых месторождений являются: приуроченность к континентальным осадкам, отложениям древних шельфов и внутриконтинентальных морей, отличавшихся высокой биопродуктивностью и проявлениями глубинных течений; ассоциация фосфоритов с кремнисто-карбонатными, карбонатными, сероцветными терригенными песчано-глинистыми и черносланцевыми формациями; наличие эпох фосфатонакопления, главными из которых являются венд-кембрийская, пермская и мел-палеогеновая; связь оруденения с депрессионными зонами, осложненными конседиментационными поднятиями и впадинами; пластовая форма рудных залежей; седиментационно-обломочные, конкреционные, зернистые, слоистые и биогенные текстуры руд; повышенные концентрации ряда элементов (уран, стронций, редкие земли, фтор и др.).

В мире известно более 20 крупных фосфоритоносных бассейнов с запасами пятиоксида фосфора более 100 млн т, которые располагаются в пределах шести фосфоритовых провинций. Характерно положение этих провинций вблизи современных или древних краевых частей континентов. Это связано с мелководно-морским осадконакоплением, отличающимся высокой биологической продуктивностью и привнесом растворенных соединений фосфора с континентов или донными океаническими течениями.

А. В. Ильин выделяет соответственно внутриконтинентальные и окраинно-континентальные бассейны фосфатонакопления. В обоих типах бассейнов области фосфатонакопления протягивались параллельно береговой линии. Фосфориты могут накапливаться и в континентальных условиях. В этих случаях они представлены: образованиями кор выветривания; аллювиальными скоплениями фосфатизированных остатков ископаемых позвоночных; концентрациями экскрементов летучих мышей и птиц (гуано). Формирование фосфоритов определяется ландшафтными условиями. Так, для желваковых фосфоритов характерна локализация в понижениях дна мелководных частей бассейнов. Зернистые фосфориты локализуются в краевых частях широкого мелководного (глубины до 250 м) шельфа в зонах влияния восходящих глубинных океанических течений. Ракушечные фосфориты формируются в местах массового развития, отмирания и захоронения ископаемых моллюсков или рыб.

Фосфатоносные толщи встречаются в разрезах как платформенного чехла, так и геосинклинально-складчатых областей. На платформах они связаны: с кварцевыми песками и песчаниками, обогащенными фосфатизированными остатками брахиопод (ра-

кушечниковые фосфориты); песчано-глинистыми глауконитсодержащими отложениями (желваковые фосфориты); глинистыми горизонтами, обогащенными детритом ископаемых рыб и органическим веществом (олигоценые ракушечные фосфориты). Во всех разрезах фосфатоносные толщи ассоциируют с сероцветными терригенными формациями. В геосинклинальных толщах встречаются лишь зернистые фосфориты, которые залегают в основании трансгрессивных карбонатных толщ.

Более 80 % фосфоритовых руд сосредоточено в отложениях трех эпох: венд-кембрийской, пермской и поздней мел-палеогеновой. Залежи фосфоритов имеют пластовую и пластообразную форму и значительную площадь. Все фосфориты характеризуются повышенными концентрациями радиоактивных, редких и рассеянных элементов: U, Th, Y, TR, Sc, V, Mo, Sr, Ba, Cr, F. О механизме переноса фосфора в морских водоемах имеется две точки зрения. По первой из них на подводные окраины континентов фосфор выносят глубинные восходящие океанические течения. Эта гипотеза была обоснована А. В. Казаковым, который считал, что обогащенный фосфором планктон, попадая на глубины от 300 до 1 000—1 500 м, интенсивно растворяется, из-за чего происходит концентрация фосфора (до 300 мг/м³ и более). Такие холодные глубинные океанические воды обогащены растворенной углекислотой и в результате конвективных циркумокеанических течений поднимаются к краям континентов. Здесь вследствие прогрева, снижения давления и соответствующего удаления из растворов углекислого газа происходит выпадение кальцита и апатита.

Согласно второй точке зрения в шельфовые зоны фосфатонакопления фосфор попадает в результате прибрежного апвеллинга, который представляет собой восходящие течения, вовлекающие подповерхностные (до 200—250 м) воды. Такие течения формируются благодаря действию вертикального и горизонтального водообмена на шельфе в субтропических широтах примерно в 100 км от берега. Основной механизм извлечения фосфора из растворов представляется биогенным. Он по существу двухстадийный. Сначала происходит биоассимиляция фосфора микроорганизмами планктона, а также nektonной и бентосной фауной, затем — биоседиментация. Подчиненное значение имеет сорбция и соосаждение фосфора совместно с гидротермальными или терригенными гидроксидами железа. Кристаллизация фосфатов кальция происходит в диагенезе путем осаждения из поровых вод. Здесь также большая роль отводится деятельности микроорганизмов, в частности цианобактерий. Химическому осаждению фосфатов способствует более щелочная реакция среды.

Осадочные месторождения горючих полезных ископаемых. Важнейшими типами биогенных осадочных месторождений являются месторождения твердых горючих полезных ископаемых — торфа,

лигнитов, бурых и каменных углей и горючих сланцев. Все они представляют собой в той или иной степени литофицированные концентрации собственно углеродистого органического вещества. Главным образом они сложены остатками низших и высших растений и микроорганизмов. Помимо углеродистого вещества в составе рассматриваемых осадочных образований принимают участие карбонатный, сульфидный, сульфатный, кремнистый и терригенный материалы.

Месторождения сапропеля, торфа и угля. Ископаемые угли представляют собой литофицированные торф и сапропель. Общими чертами торфяных и угольных месторождений являются: приуроченность к отложениям заболоченных ландшафтов, распространенных в межгорных озерных котловинах, долинах равнинных рек и их пологих водоразделах, придельтовых и прибрежно-морских равнинах; ассоциация с терригенно-карбонатными и сероцветными песчано-глинистыми формациями, образование которых происходило в гумидном климате в различных геотектонических обстановках; неравномерность распределения запасов в геологическом времени, наличие эпох угленакопления, главными из которых являются каменноугольная, пермская и мел-палеогеновая; связь месторождений с депрессионными зонами, отличающимися оптимальным для торфонакопления и углеобразования режимом стабильных конседиментационных опусканий; закономерное положение угольных пластов внутри осадочных ритмов, сложенных угленосными терригенными или терригенно-карбонатными отложениями; различная степень литофикации и углефикации скоплений органического вещества, согласующаяся с изменениями состава и калорийности топлива и способности углей к коксованию; повышенные скопления ряда элементов (германий, бериллий, уран, молибден, ванадий, редкие земли и др.), концентрация которых в ряде случаев обуславливает формирование комплексных металл-угольных и металл-торфяных месторождений.

Крупные площади современного *торфообразования* располагаются в обширных равнинах в пределах древних и молодых платформ в областях гумидного климата. Ближе к полярным областям преобладают верховые болота, которые постепенно на юг сменяются низинными. Мощность торфяного слоя может достигать 50 см и более. Торфяные залежи формируются в условиях анаэробного окисления и высокой увлажненности почв. Вначале в низинных таежных болотах определяющее влияние имеют высокостоящие грунтовые воды. В этих условиях торф формируется за счет травянистых осоково-злаковых и лиственных древесных растений. Затем лиственные деревья сменяются болотной сосной и кустарниковыми (багульник, подбел, вереск и пр.). В заключительной стадии преобладают сфагновые мхи. В таких условиях формируются торфяные залежи верховых болот.

Месторождения *сапропеля* представляют собой скопления обогащенного биохимически активным органическим веществом глинистого ила озер гумидных климатических зон. Сапропель является хорошим органическим удобрением. Кроме того, во многих случаях сапропель представляет собой лечебную грязь. Первичное органическое вещество углей может быть гумусовым (остатки высших растений) и сапропелевым (остатки низших растений и простейших животных, главным образом, отмершего планктона). Гумусовое вещество может быть автохтонным, накопившимся на месте роста, и аллохтонным, представленным переотложенными остатками растений. По мере преобразования и углефикации различия между сапропелевым и гумусовым веществом теряются.

Угольные месторождения подразделяют не только по генетическому типу первичного органического вещества, но и по преимущественному накоплению в континентальных озерно-болотных обстановках (лимнические угли) или прибрежно-морских условиях (паралические угли). Для первых характерна ассоциация углей и угленосных терригенных континентальных отложений, для вторых — ассоциация углей с угленосными карбонатными и песчано-глинистыми прибрежно-морскими отложениями.

Угленосные формации подразделяют на платформенные, геосинклинальные и промежуточные. Первые залегают в чехле древних и молодых платформ. Они включают месторождения Подмосковного, Канско-Ачинского, Тунгусского, Иркутского и других угольных бассейнов. Для них характерны: относительно небольшая мощность угленосных толщ, достигающая первых сотен метров в чехле древних платформ и первых тысяч метров в молодых платформах; небольшое количество угольных пластов, редко превышающее 2—3 (до 10—20); встречающаяся очень большая мощность угольных пластов, превышающая 100 м, как, например, в Канско-Ачинском бассейне; почти горизонтальное залегание пластов и практически отсутствие их нарушенности и слабый метаморфизм углей.

Геосинклинальные угленосные толщи также широко распространены и представлены в Донецком, Кузнецком, Карагандинском, Печорском и других бассейнах. Примером такого типа формаций может служить пермская продуктивная толща Кузбасса.

Угольные месторождения располагаются внутри крупных депрессий — угольных бассейнов, охватывающих платформенный чехол или переходные области между платформами и складчатыми поясами. Месторождения известны в разновозрастных толщах начиная с силурийского периода. С позднего палеозоя наземная растительность начинает интенсивно охватывать континенты, что связывают с резким увеличением площади континентов в конце раннего палеозоя. Характерно, что геосинклинальные угленосные

формации преобладают в палеозое, а платформенные — в кайнозое. П. И. Степанов выделил три главные эпохи углеобразования, которые охватывали: поздний карбон — раннюю пермь, позднюю юру — ранний мел и поздний мел — миоцен. А. К. Матвеев установил относительно равномерное распределение мировых запасов углей по основным эпохам угленакопления (каменноугольной, пермской, юрской, меловой и кайнозойской). Чередование эпох накопления углей и безугольных эпох связывается с неравномерностью глобальных изменений климата. В целом биологическая продуктивность суши, главным образом связанная с накоплением растительности, по сравнению с накоплением органического вещества в морях и океанах начиная с раннего палеозоя увеличилась в несколько раз.

Угленосные толщи отличаются ритмичным строением. В них чередуются более или менее угленасыщенные пачки (продуктивные и безугольные свиты). Угольные пласты занимают закономерное положение в более мелких ритмах. Для паралических толщ строение пачки трехчленное: песчаники в основании, угли в средней части и глинисто-карбонатная кровля. Для лимнических отложений выделяется четыре элемента: внизу песчаники, затем угли, выше глины и алевролиты, в кровле — вновь песчаники. Трансгрессивно-регрессивное ритмичное строение угленосных толщ объясняется неравномерными конседиментационными движениями, которые обуславливали изменение палеоландшафтов.

Уплотнение торфяников, их обезвоживание в восстановительных условиях, сопровождаемое сложными биохимическими превращениями, обуславливают их преобразование в лигниты и бурые угли. В результате метаморфизма последних формируются каменные угли и антрациты. В этой схеме, предложенной И. А. Амосовым, соответственно выделяется три стадии углеобразования: торфяная, бурогоугольная и каменноугольная.

Месторождения горючих сланцев. Горючими сланцами считают карбонатные, кремнистые или глинистые породы, содержащие органическое вещество в количестве 15 — 40 %. Они являются низкокалорийным топливом и ценным химическим сырьем. Горючие сланцы могут быть гумусовыми, сапропелевыми и смешанными. Промышленное значение имеют лишь сапропелевые сланцы. Типичные геологические черты месторождений горючих сланцев следующие: связь с массовым накоплением остатков планктона или водорослей; ассоциация с глинистыми, кремнистыми, карбонатными и фосфатосодержащими осадочными формациями; неравномерность распределения во времени, наличие геологических эпох сланцеобразования; связь с замедленными конседиментационными опусканиями, обуславлившими оптимальные скорости накопления органического вещества; повышенные концентрации ряда элементов-примесей (V, Mo, U, Re, Ge и др.).

Органическое вещество горючих сланцев имеет седиментационную природу, и в отличие от углей и угленосных пород, оно накапливалось на дне озерных и морских бассейнов. Удаленность от областей терригенной седиментации предопределяет ассоциацию горючих сланцев с карбонатными и глинистыми породами. Месторождения горючих сланцев известны в разновозрастных толщах начиная с раннего палеозоя. Основное количество горючих сланцев образовалось в кайнозое (55 %) и палеозое (36 %), в меньшей мере — в мезозое (9 %). А. К. Матвеев и Е. И. Стефанова выделяют шесть эпох накопления горючих сланцев: кембрийскую, ордовик-силурийскую, позднедевонско-раннекаменноугольную, пермскую, юрскую и палеогеновую. Горючие сланцы слагают пласты в первые метры мощности. Они могут накапливаться в геосинклинальном, орогенном и платформенном геотектонических режимах и являются составными частями сланцевосных бассейнов. Максимальные концентрации в собственно органическом веществе отмечаются для Re, Te, Se, U, Mo, Cd, Bi, Ag, V, Ni, минимальные — для Co, Sn, Ge и Ga.

Седиментационно-диагенетические концентрации металлов в черных сланцах. Черные сланцы представляют собой темные пелитоморфные, сланцеватые осадочные породы, обогащенные седиментогенным органическим веществом. Они могут быть глинистыми, карбонатно-глинистыми и глинисто-кремнистыми. По своим особенностям они близки горючим сланцам, но содержат меньшее количество органического вещества (от 1 до 10—15 % сорг). К черным сланцам относят: шунгизиты (протерозойские углеродисто-кремнистые породы Карелии); кембрийские фации кольма Швеции; диктионемовые и граптолитовые сланцы раннего палеозоя Европы; доманикиты (углеродистые кремнисто-глинисто-карбонатные породы позднего девона Предуралья); баженовиты (углеродистые аргиллиты поздней юры Западной Сибири); менилитовые сланцы (аргиллиты эоцена Средней Азии); эвксинские фации (антропогеновые глины центральной части Черного моря) и многие другие углеродистые осадочные породы.

В целом геологические особенности и условия образования черных сланцев весьма близки рассмотренным ранее горючим сланцам. Их отличает: широкое, часто региональное распространение в пределах складчатых и платформенных областей; более широкий временной диапазон распространения, включающий протерозойскую эпоху накопления; большее распространение связанных с черными сланцами кремнистых пород; большая степень метаморфизма пород и органического вещества; большая степень тектонической нарушенности черносланцевых толщ. Некоторые элементы в черных сланцах концентрируются в промышленных масштабах (медистые сланцы Центральной Европы, ураноносные сланцы Чаттануга в США, селен-серебро-ванадиевые сланцы и

углеродистые доломиты рифейской формации Душанто на севере Китая и молибден-никелевые с платиноидами слойки черных сланцев протерозоя южного Китая и др.). Однако в большинстве случаев черносланцевые толщи рассматриваются в качестве крупных источников полезных компонентов и благоприятной рудовмещающей среды.

2.3. Эпигенетические месторождения

Месторождения этой группы сформированы потоками грунтовых и артезианских подземных вод и углеводородных флюидов и низкотемпературных гидротермальных растворов различного происхождения. Они включают в себя месторождения нефти, газа, подземных вод, полиметаллов, целестина, меди, урана, ванадия, стронция, рения, селена, скандия, редких земель, серы и других полезных ископаемых. Помимо этого, более половины мировых запасов свинца и около 40 % цинка связывают именно с такими месторождениями. Сюда же относятся месторождения урана, составляющие порядка 50 % мировых запасов. Поскольку рассматриваемые месторождения сопровождаются вторичным минералобразованием, то их часто называют эпигенетическими.

В рассматриваемую группу включены три класса месторождений: 1) экзодиагенетические, связанные с деятельностью грунтовых вод; 2) инфильтрационные, сформированные в результате движения нисходящих потоков метеорных артезианских вод; 3) эксфильтрационные, образованные восходящими потоками седиментационных вод артезианских бассейнов. Эпигенетические месторождения могут быть как древними, так и формироваться в современную эпоху. Ведущее значение в их образовании имеет деятельность подземных вод (грунтовых и артезианских).

2.3.1. Экзодиагенетические месторождения

С деятельностью грунтовых вод связывают образование экзодиагенетических месторождений меди, редких земель, урана, легированных железных руд, марганца, бокситов, каолина, магнетита, талька, малахита, бирюзы, хризопраза и других полезных ископаемых. Грунтовые воды имеют важное значение при формировании зон окисления сульфидных месторождений, где могут образоваться руды меди, кобальта, никеля, урана, ванадия и благородных металлов. Особое значение имеют пресные грунтовые воды, широко используемые в качестве источников хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Для месторождений характерны: 1) стратиформное субсогласное с напластованием залегание рудоносных зон; 2) линзовидная

в разрезе, изометричная и полосовидная в плане форма рудных тел и сопровождающих их геохимических ореолов, небольшие мощности рудных интервалов, не превышающие нескольких дециметров; обхват рудных интервалов в разрезах лагунно-морских углеродистых пачек их нижних слоев, расположенных на контакте с подстилающими красноцветными отложениями; 3) приуроченность оруденения к стратиграфическим уровням крупных перерывов в осадконакоплении; 4) стратиграфическое положение оруденелых горизонтов в основании регрессивно построенных толщ; 5) фациально-формационный контроль оруденения, выраженный в приуроченности рудных зон к местам резких литологических переходов; 6) связь рудообразования с эпохами аридизации климата; 7) присутствие экзодиагенетических минеральных новообразований в породах, с которыми связаны рудные концентрации.

К экзодиагенетическим следует отнести следующие рудные формации: медистые сланцы; медистые песчаники палеорусел пестроцветных толщ; урановые и битумно-урановые в палеорусловых песчаниках пестроцветных толщ; урановые и ванадий-урановые в зонах окисления черносланцевых комплексов; урановые в зонах окисления гранитоидов, обогащенные пирротинном; ванадий-урановые в калькретах; металлоносные угли и торфяники.

2.3.2. Инфильтрационные месторождения (в артезианских бассейнах)

В артезианских бассейнах, распространенных в осадочном чехле древних и особенно молодых платформ, выявлены многочисленные месторождения нефти и газа, подземных вод, металлоносных рассолов, урана, редких и рассеянных элементов. С этими водами многие исследователи связывают образование стратиформных месторождений свинца, цинка, меди, стронция, ванадия, серы и других элементов. Среди рудоносных бассейнов следует выделять два крайних типа. В первом из них нисходящее движение подземных вод происходит из-за гидростатического давления. Во втором имеет место восходящее движение напорных вод, отжимающихся из осадочных отложений при преобладании литостатического давления. В некоторых бассейнах в разных горизонтах существуют оба типа гидродинамических обстановок.

Соответственно ведущей гидродинамической обстановке следует выделить два класса месторождений. В первый входит редкометалльно-урановое оруденение, локализованное в зонах выклинивания внутрипластового окисления. Образование основной массы таких руд связывают с нисходящими потоками напорных подземных вод инфильтрационных артезианских бассейнов. Время рудообразования оценивается в сотни тысяч — десятки миллионов лет. Рудная минерализация формировалась в мелу, палеогене и

неогене. Второй класс включает месторождения стронция, ванадия, меди, полиметаллов, серы, нефти и газогидроминерального сырья, связанные элизионным режимом. Месторождения, сформированные в древних артезианских системах, могут иметь очень крупные масштабы. Известны рудные провинции с уникальными по запасам инфильтрационными уран-редкометалльными месторождениями в Средней Азии (Кызыл-Кумская и Аму-Дарьинская) и в штате Вайоминг США. В них протяженность рудоконтролирующей зоны выклинивания внутрипластового окисления составляет сотни километров. Не менее крупными оказываются месторождения, которые связывают с элизионными бассейнами. Так, к ним относят Джекказганское и Удоканское уникальные по запасам месторождения меди, крупнейшие месторождения свинца и цинка Верхнемиссисипской долины и хребта Каратау.

Инфильтрационные месторождения объединяют в группы с различными синонимическими названиями — эпигенетические, экзогенно-эпигенетические, гидрогенные, песчаникового типа, инфильтрационные, ролловые, связанные с зонами пластового

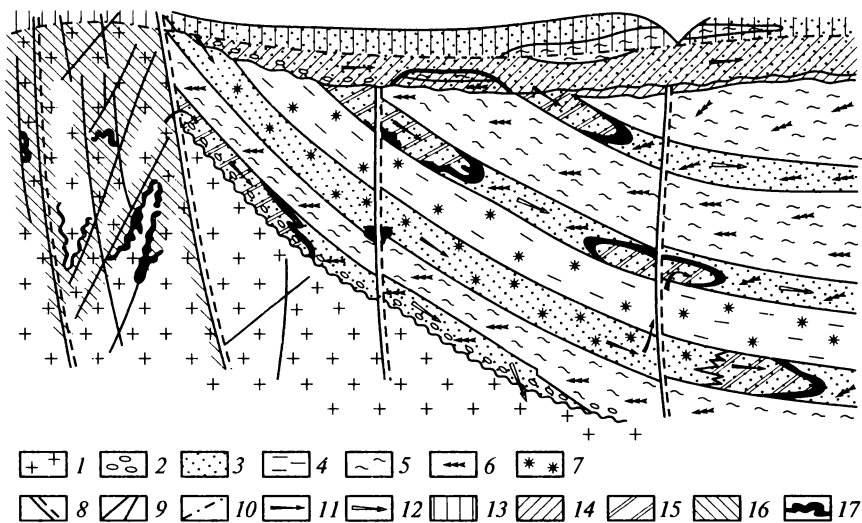


Рис. 2.4. Зоны окисления и связь с ними уранового оруденения на экзогенных эпигенетических месторождениях (по Е. М. Шмариновичу, с упрощением):

1 — породы фундамента; 2 — галька и гравий; 3 — песок; 4 — алевролит; 5 — глина; 6 — первично-сероцветные породы с углистыми остатками; 7 — первично-красноцветные породы; 8 — разломы; 9 — зоны трещиноватости; 10 — уровень грунтовых вод; 11, 12 — направление движения подземных вод (11 — кислородных ураноносных. 12 — бескислородных, не содержащих уран); 13—16 — зоны окисления (13 — поверхностного, 14 — пластово-порового грунтового, 15 — порового пластового (ЗПО), 16 — трещинного); 17 — урановое оруденение

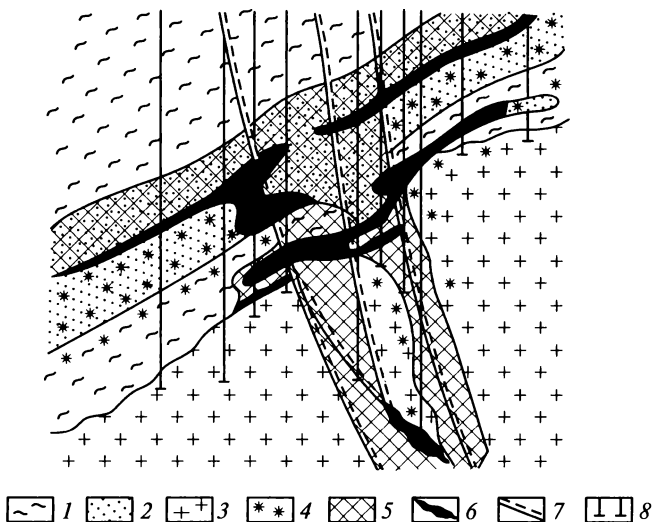


Рис. 2.5. Геологический разрез по приразломным «рудам восстановления» в отложениях альб-сеномана и гранитах фундамента (по М. Ф. Максимовой и Е. М. Шмариновичу, 1993):

1 — водоупорные глинистые породы; 2 — водонепроницаемые песчаные породы с гравием и галькой; 3 — граниты фундамента; 4 — пластово- и трещинно-окисленные породы; 5 — пиритизированные породы; 6 — урановое оруденение; 7 — разломы; 8 — буровые скважины

окисления и пр. Для них характерны следующие особенности: расположение в областях аридного климата; наличие рудоконтролирующих зон внутрипластового окисления; приуроченность к проницаемым водоносным горизонтам песков и песчаников, реже пористых карбонатных пород, расположенным внутри глинистых водоупоров; наличие рудоконтролирующей окислительно-восстановительной минералого-геохимической и гидрогеохимической зональности; локализация в местах скоплений сингенетического органического вещества или наложенных вторичных восстановителей (водорода, сероводорода, битумов и др.); пространственная связь с валами, флексурами или внутренними поднятиями, осложняющими крылья пологих синклиналей артезианских бассейнов; ролловая форма рудных тел, выраженная в серповидных в поперечном сечении и лентовидных в плане рудных залежах.

Для локализации инфильтрационного оруденения считается благоприятным наличие локальных антиклинальных структур, осложняющих артезианские бассейны. На большинстве месторождений формируются в плане сложные лентообразные залежи, а в разрезе — роллы. Мощности рудовмещающих горизонтов изменяются незначительно от первых метров до 15—20 м (рис. 2.4, 2.5).

Крупные масштабы оруденения можно связать с протяженностью линии выклинивания зон пластового окисления, составляющей от сотен метров до сотен километров, и временем рудообразования, которое по ряду данных оценивается от десятков и сотен тысяч до первых десятков миллионов лет. Рассмотренные инфильтрационные месторождения объединяются в одну рудную формацию редкометалльно-урановых руд. Она включает в себя ряд субформаций: урановые и уран-редкометалльные (селен-ванадий-рений-редкоземельно-урановые) в песчаниках чехла активизированных молодых платформ; уран-угольные в лимнических бассейнах межгорных впадин; урановые в эрозионных палеодолинах.

2.3.3. Эксфильтрационные месторождения

В рассматриваемую группу месторождений объединяются стратиформные рудные объекты, генетическая природа которых дискусионна. В литературе их называют анагенные, стратиформные, элизионные, гидрогенно-эксфильтрационные и экзогенно-гидротермальные. К данному классу отнесены месторождения стратиформных руд меди, свинца, цинка, урана, ванадия, железа, стронция, бария, серы, нефти, газа, бальнеологических вод, йодобромных и редкометалльных рассолов.

Рудообразование связывается с деятельностью восходящих формационных вод элизионных артезианских систем. Для рассматриваемых объектов характерны следующие особенности: расположение внутри крупных отрицательных структур земной коры, выполненных мощными (более 1 км) толщами осадочных пород; присутствие в полных разрезах продуктивных бассейнов пачек эвапоритов; наличие в разрезах геохимически специализированных осадочных формаций (металлоносных битуминозных глин, красноцветных терригенных толщ, вулканогенно-осадочных пород и др.); локализация руд в пористых горизонтах песчаников и карбонатных пород, расположенных внутри глинистых или эвапоритовых водонепроницаемых и экранирующих (для углеводородов и подземных вод) толщ; наличие ореолов вторичных минеральных образований, отражающих развитие окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных геохимических реакций; расположение в локальных антиклиналях, осевых зонах флексур, инверсионных поднятиях, местах эрозионно-стратиграфических несогласий, которые могли служить очагами разгрузки и ловушками восходящих нефтегазоносных флюидов или рудоносных растворов; линзовидно-пластовая и в меньшей мере сложная жильно-столбообразная форма рудных тел и залежей углеводородов.

Крупные депрессионные зоны земной коры, в которых накапливались мощные комплексы осадочных пород, принято называть осадочно-породными бассейнами. Они имеют различное гео-

тектоническое положение и представляют собой: синеклизы чехла древних и молодых платформ; краевые и межгорные прогибы; впадины шельфа. Площади таких бассейнов составляют десятки и сотни тысяч квадратных километров. В мире известны многие сотни таких бассейнов, в которых распространены месторождения подземных вод, углеводородов и руд. Из 600 осадочных бассейнов на поверхности Земли в 400 обнаружены проявления нефти и газа, из них в 160 найдены около 50 000 промышленных месторождений углеводородов.

В платформенных прогибах преимущественно распространены палеозойские нефтегазовые толщи, в краевых прогибах — мезозойские, во впадинах альпийских горных сооружений и на шельфе — палеоген-неогеновые. Во многих осадочно-породных бассейнах имеется пространственная связь стратиформных рудных месторождений со скоплениями углеводородного сырья. Рудные месторождения располагаются в краевых частях нефтегазовых бассейнов или в примыкающих к ним депрессиях. Длительность деятельности элизионных систем оценивается в десятки миллионов лет. Примером локализации полиметаллических руд в линзах пористых рифовых и вторичных доломитов может служить месторождение рудного района Пайнт-Пойнт в Канаде. Здесь рудовмещающими являются кавернозные и высокопористые доломиты живетского возраста. Предполагается, что в них поступали хлоридные металлоносные растворы по крутопадающим зонам разломов из нижележащей эвапоритовой толщи.

Современное эксфильтрационное рудообразование известно на полуострове Челекен в Восточном Прикаспии. Здесь на месторождении йодобромных вод, локализованных в неогеновой красноцветной терригенной толще, в эксплуатационных скважинах происходит взаимодействие нижних металлоносных хлоридных рассолов с расположенными выше сероводородсодержащими подземными водами и отлагаются разнообразные сульфиды. Металлоносные рассолы кроме высоких концентраций J и Br обогащены В, Sr, Pb, Cu, Zn, Cd и Tl.

Среди рудных формаций и типов месторождений, связанных с элизионными артезианскими бассейнами, следует выделять: стратиформные полиметаллические в карбонатных породах; медистые песчаники в терригенных красноцветных формациях; битумно-урановые в карбонатных и терригенных породах; битумно-ванадиевые в терригенных толщах; стратиформные целестиновые и баритовые в гипс-карбонатных породах; самородной серы в гипс-карбонатных породах; нефтегазовые в различных коллекторах и ловушках; йодобромные и металлоносные рассолы.

МЕТАМОРФОГЕННАЯ СЕРИЯ

Метаморфогенные месторождения возникают в глубинных зонах земной коры под действием господствующих там высоких давлений и температур. В этой серии выделяют две группы рудных образований: метаморфизованную, включающую преобразование в новой термодинамической обстановке ранее возникшие месторождения любого генезиса, и собственно метаморфическую, образовавшуюся впервые в результате метаморфогенного преобразования минерального вещества или обусловленную процессами гидротермально-метаморфогенного концентрирования рассеянных рудных элементов или их соединений.

Метаморфические месторождения. Характерными чертами метаморфогенных месторождений являются: пространственная и временная связь оруденения с метаморфическими образованиями, среди которых наиболее распространены архей-протерозойские комплексы; согласное залегание уплощенных рудных тел и метаморфических пород, часто образующих единые складчатые формы; особенности минерального состава руд и вмещающих их пород, указывающие на одинаковые термодинамические условия их образования и признаки изохимических реакций; текстуры и структуры руд, свойственные метаморфическим породам (гнейсовые, сланцевые, гранобластовые и др.).

Тесная связь рассматриваемых месторождений с метаморфическими образованиями заключается в соответствии различных типов оруденения проявлениям ударного, контактового, динамического или регионального метаморфизма. Наиболее распространены месторождения, связанные с региональным метаморфизмом. Обусловлено это тем, что регионально-метаморфические комплексы охватывают огромные объемы земной коры, слагающие фундаменты древних платформ и ядра срединных массивов. Эти метаморфиты отражают архейские и протерозойские этапы развития земной коры, отличавшиеся особыми условиями. На единство условий рудо- и породообразования метаморфических месторождений указывает форма рудных залежей. Поскольку кристаллизация полезных компонентов происходила при значительном давлении, то рудные тела имеют сплюснутую форму (уплощенные линзы, пласто-плитообразные, жильные).

Типичны складчатые деформации рудных тел, слагающих единые ансамбли с вмещающими породами, как, например, золото-

кварцевые жилы в складках волочения месторождения Поркьюпайн в Канаде. Следует подчеркнуть согласно-складчатое залегание не только рудных тел, но рудоносных зон и продуктивных пачек метаморфических толщ (железистых кварцитов, кианитовых сланцев графитистых пород и др.). Это хорошо иллюстрируется на разрезах районов железорудных месторождений.

Весьма характерным для месторождений являются минеральные ассоциации, указывающие на протекание изохимических реакций. Имеются многочисленные примеры таких преобразований, включающих полезную минерализацию: халцедон-кварц, лейкоксен-рутил, лимонит-магнетит-мартит-гематит, гидрослюда-мусковит, бёмит-диаспор-дистен, пиролюзит-браунит-гаусманит, вюртцит-сфалерит, марказит-крупнозернистый пирит, известняк-мрамор, уголь-графит и др. Важно отметить, что такие признаки имеют место не только для руд, но и для порообразующих минералов. Повышенные давления и температуры рудообразования, диффузионно-метасоматических явлений реализованы в соответствующих текстурах и структурах метаморфических руд. Для них характерны гнейсовая, сланцевая, плейчатая, полосчатая, очковая, лучистая текстуры и гранобластовая, порфиробластовая, лепидобластовая, чешуйчатая, роговиковая, пластинчатая, листоватая, волокнистая, сноповидная структуры.

Существуют два основания классификации рассматриваемых месторождений по типам метаморфизма, участвующим в рудообразовании, и по особенностям рудогенеза. При первом подходе выделяют месторождения, связанные с региональным, контактовым, ударным метаморфизмом и динамометаморфизмом. При втором — три типа: метаморфические, образование которых обусловлено исключительно процессами метаморфизма; метаморфизованные, полезные ископаемые которых существовали до метаморфизма и были преобразованы; метаморфогенно-гидротермальные, которые образовались за счет генерации соответствующих термальных рудоносных растворов.

Месторождения, связанные с регионально-метаморфическими образованиями, отличаются большим разнообразием. Основные особенности их локализации следующие: приуроченность к породам тех или других фаций метаморфизма; положение рудных узлов и полей в структурах гранито-гнейсовых куполов, ядер гранитизации, зеленокаменных поясов и протогеосинклинальных прогибов; локализация рудоносных зон в соскладчатых разломах, участках их перегибов и пересечений; значение в рудоконтроле пород, обладающих различными физико-механическими свойствами, например приуроченность золотокварцевых жил к телам хрупких кварцевых порфириров, расположенных в относительно вязких порфиритах; отсутствие четких околорудных ореолов метасоматитов.

Месторождения, связанные с контактовым метаморфизмом, по существу близки к скарновым образованиям. Классическим примером может служить Курейское месторождение графита, образованное в результате воздействия остывающей мезозойской трапповой интрузии на юрские угли. Импаكتитовые метаморфические месторождения весьма ограничены. К такого рода образованиям относят полудрагоценные влтавиты (молдавиты), представляющие собой остеклованные продукты ударно-взрывных явлений, а также гексагональные алмазы — лонодейлиты. Промышленное значение этих образований незначительное, однако импактные явления следует учитывать при изучении рудовмещающих структур месторождений других генетических типов.

Месторождения, связанные с проявлениями динамометаморфизма, имеют более важное значение, поскольку к ним относят крупные золоторудные объекты (например, месторождения Карлин в США и Бакырчик в Казахстане), алмазов (Кумдыкольское в Казахстане) и камнесамоцветного сырья (нефрита, чароита, лазурита и др.). Для них характерны: локализация месторождений и рудных полей в крупных зонах смятия и надвигов, протягивающихся на десятки километров; локализация рудоносных зон в наиболее интенсивно деформированных участках разломов; присутствие в рудных районах мощных сложносмятых осадочных толщ и метаморфических сланцев, содержащих черносланцевые углеродистые формации; сложная пластово-линзовидная форма рудных тел, границы которых определяются исключительно по данным опробования; невыраженность околорудных метасоматических изменений.

Метаморфизованные месторождения. К метаморфизованным месторождениям относят многочисленные месторождения железистых кварцитов (джеспилитов), протерозойских металлоносных конгломератов, колчеданных, медно-полиметаллических, силикатных марганцевых и апатитовых руд. Рудные скопления были образованы до метаморфизма в результате различных процессов седиментации, вулканизма или магматизма. Протерозойские толщи амфиболитов и метаморфических сланцев, включающие пачки железистых кварцитов, распространены в пределах щитов всех древних платформ мира. Во многих регионах они включают уникальные по запасам железорудные месторождения (Минас-Жерайс в Бразилии, Курская магнитная аномалия, Оленегорское в России, Костомукшское (рис. 3.1) в России, Криворожский бассейн в Украине и др.).

Многие исследователи считают концентрации железа первично-осадочными, или гидротермально-осадочными, которые позднее метаморфизовались. На некоторых месторождениях проявлены наложенные процессы метасоматоза и гипергенеза, обусло-

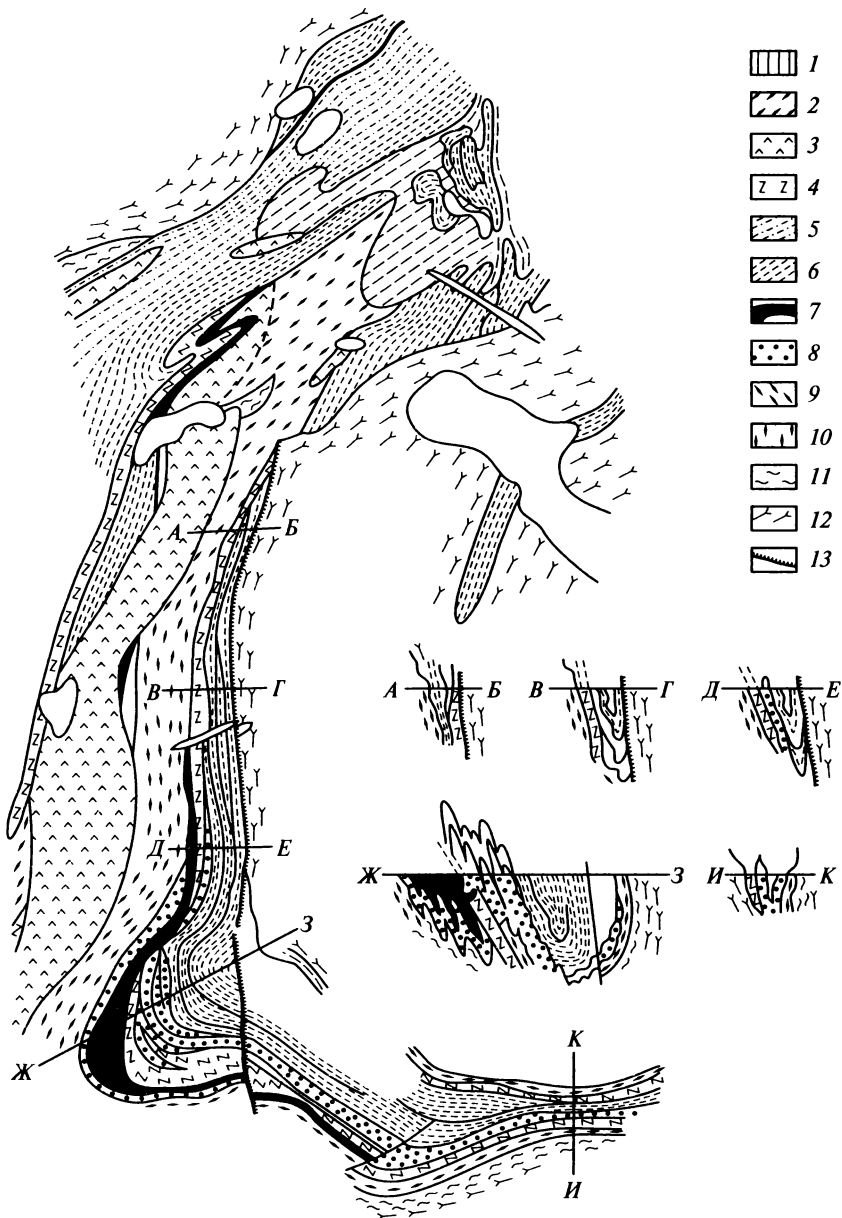


Рис. 3.1. Схема геологического строения Костомукшского месторождения: 1 — габбро, габбро-нориты; 2 — габбро-амфиболиты; 3 — плагиопорфиры; 4 — гнейсо-сланцы и биотит-кварцевые сланцы; 5 — конгломераты, граувакки, слюдяные сланцы; 6 — подошва рудоносного горизонта; 7 — железистые кварциты; 8 — амфиболовые сланцы и амфиболиты; 9 — биотитовые гнейсы; 10–12 — гранитогнейсы; 13 — тектонические нарушения

вившие привнос полезных компонентов (U, Au, Sc, V, Al) и улучшение качества железных руд.

Последовательный детальный анализ главных элементов строения и состава архейско-протерозойских комплексов выявил другую их фундаментальную особенность — соответствие структуры и состава слагающих образований (рис. 3.2, 3.3). В строении продуктивной толщи на различных масштабных уровнях систематически повторяется одна и та же зональность. Вокруг каждой линзы железистых кварцитов последовательно выделяют: лептиты, биотитовые гнейсы, роговообманковые гнейсы, амфиболиты и тоналиты. При этом чем мельче тела кварцитов, тем больше меланократовых пород и меньше мощность рудоносной толщи. Все линзы имеют форму падающей капли; их утолщенная часть в разрезе ориентирована вверх по восстанию. С глубиной размер линз уменьшается и гломера рассыпается. Отсутствуют признаки буди-нажа.

Образование описанного ансамбля связано с эндогенным энергопоток, который согласно представлениям П. М. Горяинова и Г. Ю. Иванюка по планетарной перколяционной сети достигал высоких горизонтов и формировал метаморфогенный облик пород, а по мере ослабления образовывал по более мелкочаеистой сети дайки и жилы. Концентрация энергопотока на единицу массы субстрата достаточна для «бескорневого плавления». Самые грандиозные железорудные провинции возникали в регионах, где энергопоток привел к образованию зеленокаменных преобразований и где сформировалось очень мало пород кислого состава; средние в областях развития пород амфиболитовой фации с повышенны-

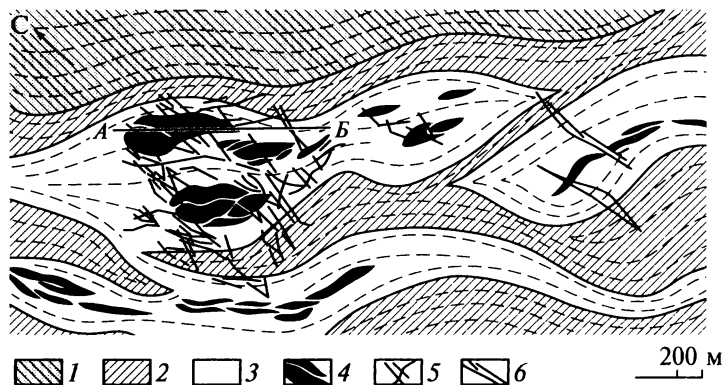


Рис. 3.2. Геолого-структурная схема Кировогорского месторождения (по П. М. Горяинову и Г. Ю. Иванюку, 2001):

1 — тоналиты; 2 — роговообманковые амфиболиты; 3 — лейкократовые гнейсы; 4 — железистые кварциты; 5 — керамические пегматиты; 6 — долериты

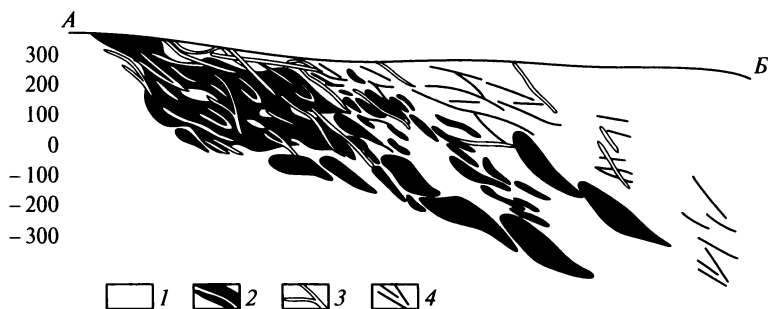


Рис. 3.3. Продольный разрез Кировогогорского месторождения (по П. М. Горяинову и Г. Ю. Иванюку, 2001):

1 — лейкократовые гнейсы; 2 — железистые кварциты; 3 — керамические пегматиты; 4 — долериты

ми количествами кислых пород; самые низкопродуктивные среди пород гранулитовой фации, максимально насыщенных кислыми образованиями.

Ярким примером метаморфизованных месторождений служит уникальное по запасам месторождение золота, платиноидов, урана, редких земель и железного колчедана Витватерсранд в ЮАР. Здесь лентовидные в плане и пластово-линзовидные в разрезе рудные тела (риффы) приурочены к пластам кварцевых конгломератов, ритмично чередующихся с кварцитами и углеродистыми сланцами раннепротерозойской толщи. Последняя слагает многокилометровые разрезы эпикратонных впадин. Поскольку полезная минерализация связана с минералами тяжелой фракции (магнетитом, монацитом, цирконом и др.), а рудные тела имеют литолого-стратиграфическую приуроченность (вытянуты вдоль палеорусловых каналов, расположены в основании трансгрессивных серий), то месторождение представляется в качестве регионально метаморфизованной древней россыпи.

К *метаморфическим* относят месторождения, для которых типичны минеральные парагенезисы рудных и породообразующих минералов и постепенные контакты рудных залежей с вмещающими породами. Важной предпосылкой образования таких месторождений является наличие ранних повышенных концентраций полезных компонентов (углеродистых отложений для месторождений графита, глинистых пород с высокими концентрациями алюминия для кианитовых сланцев, бокситов для корунда и наждака, диоксида для флогопита и др.).

К *гидротермально-метаморфическим* относят месторождения золота, горного хрусталя, урана, расположенные в метаморфических комплексах. Предполагают, что рудоформирующие гидротермальные системы образуются на этапах регрессивного мета-

морфизма и перераспределяют полезные компоненты, заимствованные из вмещающих метаморфических пород. Для таких месторождений устанавливается ведущая роль углекисло-водных гидротерм в образовании руд и отсутствие пространственной связи с определенными магматическими комплексами (рис. 3.4).

Изучение минеральных парагенезисов, экспериментальные и расчетные данные позволили оценить термодинамические параметры образования месторождений на разных ступенях регионального метаморфизма. Так, образование руд Fe, Au, и U происходило при 250—550 °С и давлениях 300—700 МПа (на глубинах 5—28 км). Руды марганца и цинка вероятно формировались в узких пределах температур (500—6000 °С) и широких колебаниях давлений (500—1700 МПа), что соответствует глубинам от 15 до

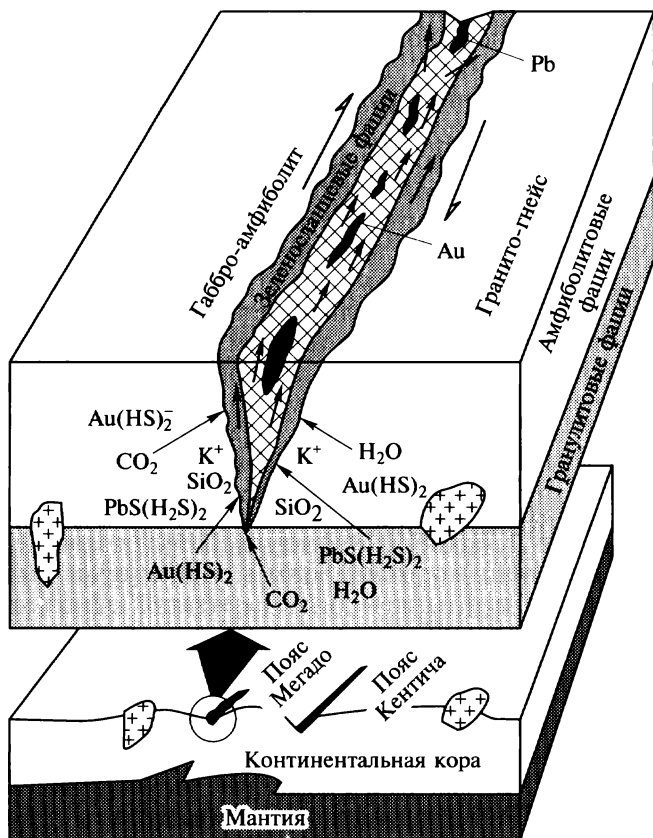


Рис. 3.4. Схематическая модель гидротермально-метаморфической золотоносной системы месторождения Лега Демби, Эфиопия (по Сейюм Хайле Тека, 2004)

45 км. Руды железа, цветных металлов, титана, графита, высокоглиноземистых пород, гранатов, алмаза, вероятно, образовались в условиях широкого диапазона температур (600—9 500 °С) при высоких давлениях (600—1 400 МПа) на глубинах более 25 км. Слюдоносные и керамические пегматиты могли генерироваться в результате ультраметаморфизма при частичном переплавлении вещества. Жилы с горным хрусталем могли формироваться в условиях диафтореза при низких термобарических параметрах.

Высокие температуры метаморфогенного рудообразования обусловлены: большими значениями геотермического градиента; явлениями радиоактивного распада урана и тория, повышенные концентрации которых часто фиксируются в гнейсах и гранитах; разогревом пород за счет трения в региональных зонах смятия; экзотермическими реакциями преобразования органического вещества в стрессовых зонах.

Высокобарические условия определяются литостатическим и тектоническим давлением. Достаточно убедительно выглядят метаморфогенные источники рудоносных флюидов (вода, углекислота, углеводороды, водород, хлор, сера, металлы). Помимо имеющих геолого-минералогических данных существование такого рода флюида было подтверждено прямыми наблюдениями в Кольской сверхглубокой скважине. Здесь на глубине более 10 км встречены хлоридно-натровые углеводородные термальные рассолы с повышенными концентрациями Li, Sr, Ni, Co, Zn, Cu, Sn и Mo.

Для того чтобы сформировались метаморфогенные месторождения, необходимы следующие условия: первичное дометаморфическое обогащение полезными компонентами пород; установление повышенных концентраций урана, золота, железа, марганца, фосфора, полиметаллов, меди; диффузионный вынос вещества, включая породные и рудные элементы, из зон ультраметаморфизма и гранулитов и их перераспределение в зеленосланцевых и амфиболитовых фациях.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В докембрийских платформах различают два отчетливых структурно-металлогенических элемента: допалеозойский фундамент и постпалеозойский чехол. В строении фундамента выделяют четыре класса геологических структур (время формирования, млрд лет): архейские кратоны (3,8—2,6), эпикратонные впадины (3,2—2,1), протерозойские подвижные пояса (2,6—1,6), области протоактивизации (2,1—0,9).

Архейские кратоны. Наиболее крупными и изученными являются кратоны: Западно-Австралийский, Сьюпириор (Канада), Северо-Ляопинский (Китай), Карнатака (Индия), Чаро-Олекминский (Россия). В их пределах развиты гранитогнейсовые комплексы и зеленокаменные пояса. Эти пояса имеют трехчленное строение (снизу вверх): 1) базальтовые и ультраосновные коматитовые лавы с магматическими медно-никелевыми месторождениями; 2) контрастные вулканогенные андезит-риолитовые и осадочные толщи с колчеданно-полиметаллическими месторождениями; 3) терригенные осадочные и вулканомиктовые серии с гидротермальным золотым оруденением. В гранитогнейсовых комплексах развиты главным образом слюдяные и редкометалльные пегматиты.

Эпикратонные впадины. На стабильных архейских кратонах в раннем протерозое формировались крупные, длительно развивавшиеся (10—100 млн лет) впадины, выполненные мощными (более 20 км) сериями терригенных пород (песчаники, граувакки и др.) и эффузивов (преобладают базальтоиды). С этими структурами связаны крупнейшие в мире месторождения: золота и урана (в конгломератах Витватерсранда); медных руд (в песчаниках Удокана); железистых кварцитов (впадина Хаммерсли).

Протерозойские подвижные пояса. К ним относят региональные разломные структуры, с которыми ассоциирует широкий спектр геологических формаций — от субмаринных базальтоидных, через островодужные до кислых субаэральных. В локальных трогах, маркирующих эти пояса, развиты все типы осадочных формаций — от граувакковой до карбонатной. В больших объемах представлена впервые появившаяся в разрезах земной коры черносланцевая формация. Отмечаются широкие вариации метаморфизма — от низких ступеней зеленосланцевой до амфиболитовой и гранулитовой фаций.

С протерозойскими поясами связаны четыре типа месторождений: 1) колчеданно-полиметаллические (Брокен-Хилл, Австралия, и др.); 2) железистые кварциты, распространенные на всех платформах мира; 3) золоторудные в черносланцевых сериях (Мунрунтау, Узбекистан; Сухой Лог, Россия, и др.); 4) урановые в зонах стратиграфического и структурного несогласия (Рейнджер, Австралия; Сигар Лейк, Канада, и др.).

Области протоактивизации. Начиная с границы архея и протерозоя и вплоть до верхнего протерозоя стабилизированные блоки земной коры неоднократно испытывали интенсивные деформации и рассекались глубинными разломами. Тектонические процессы сопровождались субаэральным вулканизмом и осадконакоплением, внедрением впервые в геологической истории земли гигантских интрузий ультраосновного, щелочного и кислого состава, прогрессивным и регрессивным метаморфизмом, мощным и разнообразным эндогенным оруденением (Бушвелд и Великая Дайка Зимбабве, Южная Африка; Чинейский массив, Забайкалье, Россия; Стиллуотер, США, и др.). В зависимости от ведущего геологического и рудообразующего процесса выделяют три типа областей протоактивизации: тектоноплутонический, тектоновулканический и тектонометасоматический. Типоморфные месторождения этих областей представлены: магматическими залежами медно-никелевых, хромовых, платиноидных и титановых руд в ассоциации с базит-гипербазитами; метаморфогенными редкометалльными и слюдяными пегматитами; широким набором гидротермальных месторождений — постмагматических олова, вольфрама, молибдена; поствулканических золота, урана, флюорита; стратиформных свинца и цинка; алмазонасных кимберлитов и лампроитов.

Платформенный чехол. В истории развития докембрийских платформ Ю. Г. Старицкий выделяет три этапа. В течение первого этапа, охватывающего период времени от нижнего протерозоя до нижнего палеозоя, на платформах господствовал континентальный режим и в локальных впадинах формировались карбонатные и эвапоритовые толщи. Для второго этапа (палеозой — средний мезозой) характерны крупные эпиконтинентальные моря с мощными карбонатными, терригенными и угленосными формациями. Поздний этап (верхний мезозой — кайнозой) отличается контрастными дифференцированными перемещениями жестких блоков, возникновением глубоких впадин с терригенно-карбонатными толщами.

В процессе формирования платформенного чехла образовались помимо осадочных три магматические формации: трапповая (основная), щелочная ультраосновная и трахибазальтовая. Объем магматитов платформ превосходит объем этих образований складчатых областей.

С трапповой формацией связаны месторождения: медно-никелевые (Норильское, Россия), самородной меди, железных руд (Коршуновское, Сибирь, Россия), исландского шпата, графита и хризотил-асбеста. С щелочной ультраосновной и трахибазальтовой формацией ассоциируют месторождения: карбонатитовые редких земель, фосфора, урана, флюорита; апатитовые и редких земель в нефелиновых сиенитах; алмазоносных кимберлитов и лампроитов. В чехле платформ формируются следующие типы экзогенных месторождений: осадочные железа, марганца, фосфоритов, серы, солей; инфильтрационные меди; россыпные алмазов, циркона, золота, платины, олова.

Месторождения современных морских и океанических бассейнов. В морских бассейнах установлено три группы месторождений: 1) образованные в континентальных обстановках; 2) возникшие или преобразованные в прибрежно-морских условиях (россыпи); 3) сформировавшиеся на дне океанов. К собственно морским месторождениям относятся рудные объекты второй и третьей групп.

Прибрежно-морские и морские россыпи. В настоящее время промышленный интерес представляют ильменит-рутил-циркон-моноцитовые россыпи Индийского и Атлантического океанов, золотосодержащие и платиноносные россыпи Аляски и Филиппин, хромитовые россыпи с золотом и платиной Атлантического побережья США. Важное значение имеют затопленные пляжи пологих морских побережий. Их разрабатывают для получения кварцевых песков для стекольной промышленности; цементных песков (устричные раковины) (Атлантическое и Тихоокеанское побережья США); черных песков в качестве железных и титановых руд (Япония, Цейлон). Особенностью этих россыпей служит их восполняемость — восстановление прежних запасов после определенного перерыва в добычных работах.

Месторождения, образованные на дне морей и океанов. К ним относят залежи фосфоритов, железомарганцевые конкреции и сульфидные руды. Фосфориты и фосфатные отложения накапливаются на континентальных окраинах и подводных поднятиях. Железомарганцевые конкреции и корки содержат важные элементы-примеси — никель, кобальт, медь. К категории перспективных относят площади со средней плотностью $10,9 \text{ кг/м}^2$. Наиболее широко накопление конкреций протекало в Мировом океане между 100 и 400 северной и южной широты. Максимальная концентрация никеля и меди ($2,5$ — $3,5$ %) наблюдается на глубинах $3,5$ — $6,0$ км. В пределах подводных склонов островов Гавайского архипелага выделяют кобальтоносные железомарганцевые корки (Co — $1,15$ — $2,5$ %; Cu — $0,05$ %).

Сульфидные и оксидно-сульфидные рудные образования формировались вулканогенно-осадочным способом в трех геодинамических обстановках: 1) в срединно-океанических хребтах и со-

пряженных с ними рифтах (Восточно-Тихоокеанское поднятие, хр. Хуан де Фука, Галапагосский рифт); 2) окраинно-континентальных прогибах (Гуаймас, Калифорнийский залив); 3) межконтинентальных рифтах (Красное море). Здесь в локальных впадинах (типа Атлантис II) накапливаются сульфидоносные илы в тесной ассоциации с оксидами железа и марганца. В этих илах сконцентрированы многомиллионные запасы цинка, меди, свинца, тысячи тонн серебра и сотни тонн золота. Это потенциальные руды будущего.

Эндогенная металлогения современных морей и океанов протекала главным образом в альпийскую эпоху. Наиболее рудоносны — островные дуги и примыкающие к континентальным блокам геологические структуры. Все известные породы Мирового океана являются производными базальтовой магмы. С гарцбургитами тесно ассоциируют хромитовая, платиновая и титаномагнетитовая минерализации. С толеитовыми базальтоидами связаны колчеданные вулканогенно-осадочные рудные образования. Постмагматический метаморфизм носил изохимический характер и представлен серпентинизацией и зеленокаменными преобразованиями.

Экзогенная металлогения океана грандиозна. Запасы руд, сконцентрированные в железомарганцевых конкрециях и корках, превышают мировые ресурсы железа и марганца на континентах в десятки тысяч раз. Неисчерпаемы также запасы меди, цинка, кобальта, никеля и многих других элементов.

Области тектономагматической активизации. В фанерозое в послеплатформенную стадию развития земной коры на обширных территориях жестких континентальных плит протекал сложный комплекс наложенных тектонических и магматических явлений, приводивший к структурной перестройке платформенных и консолидированных складчатых сооружений. Согласно А. Д. Щеглову, существует два основных типа таких областей: первый формируется в пределах консолидированных рам геосинклиналей и называется отраженным, а второй возникает на любых структурах и не связан с предшествующими геосинклинальными образованиями.

Первый тип представлен двумя вариантами развития геологических процессов. В одном варианте в активизированных областях консолидированных геосинклинальных рам формируются магматические комплексы и эндогенные месторождения, близкие по составу и синхронные по возрасту с соответствующими образованиями, возникшими в смежных, активно развивающихся геосинклинальных прогибах. Примерами могут служить медно-молибденовые, золоторудные и полиметаллические месторождения поздней стадии геосинклинального развития, ассоциирующие с интрузиями гранодиоритов. Они широко представлены в Забайка-

лье, Горном Алтае и других регионах. В другом варианте в геосинклинальных рамах проявляются магматизм и эндогенная минерализация, не известные в смежных геосинклинальных прогибах, но синхронные определенным стадиям развития последних. К этому типу относят рудные образования (медные, молибденовые и др.) некоторых наземных вулканических поясов, например Центрального Казахстана, обрамления Иранского срединного массива. Крупные гидротермально-осадочные месторождения свинца, цинка, марганца и железа Успенской зоны Казахстана также относятся к образованиям, связанным с процессами отраженной активизации.

Второй тип областей тектономагматической активизации возникает на любом жестком континентальном субстрате и полностью независим от процессов, протекающих в смежных геосинклинальных системах. Формирование этих областей протекает в две стадии — ранней и поздней. В обоих случаях ведущим типом структур являются глубинные разломы. На первой стадии в ассоциации с разломами возникают наложенные изометричные пологие прогибы, выполненные континентальными вулканогенно-обломочными формациями. На пересечении разломов образуются рудные узлы грейзеновых и плутоногенных гидротермальных месторождений олова, вольфрама и молибдена (редкоземельные карбонатиты, колумбитоносные граниты), гидротермальные рудные районы и поля с золотой и полиметаллической минерализацией. Примеры месторождений — Джидинское вольфрамовое (Забайкалье), Кураминская полиметаллическая зона (Тянь-Шань), Эльдорадо урановое (Канада) и др.

На второй стадии также возникают наложенные впадины, но они выполнены главным образом грубообломочными континентальными угленосными отложениями. Разрез часто венчают излияния базальтов. Отмечаются небольшие щелочные интрузии. На этой стадии формируются эпитеральные низкотемпературные флюоритовые, баритовые, полиметаллические, урановые, сурьмяные и марганцевые месторождения (Забайкалье, Родопы и другие регионы). В областях активизации второго типа могут присутствовать или отсутствовать наложенные впадины. Кроме того, отмечается различная степень проявления дизъюнктивной тектоники, магматизма и рудоносности.

По масштабам воздействия на докембрийские платформы процессы тектономагматической активизации подразделяют на четыре категории: интенсивно активизированные (восточная часть Китайской и юг Сибирской платформ); активизированные (Сибирская, Африканская платформы, Балтийский щит Восточно-Европейской платформы); слабо активизированные (юг Северо-Американской платформы) и неактивизированные (крупные части Восточно-Европейской, Бразильской и Австралийской платформ).

РУДНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПЕРИОДИЗАЦИЯ

Периодизация рудно-геологических событий с позиции геосинклинальной концепции. Наиболее детально эта периодизация разработана В. И. Смирновым. Предложенная им шкала времени имеет логарифмический характер. Чем ближе к современности, тем короче выделяемые единицы. Отрезки времени, в течение которых происходит разномасштабное накопление полезных ископаемых в земной коре, представлены следующими таксонами: период — этап (эпоха) — стадия. Периоды фиксируют временные интервалы с однородным геологическим режимом в масштабе всей земли. Их границы маркируются кардинальной сменой тектономагматических условий рудообразования. Этапы (эпохи) представляют собой отрезки геологической истории, определяющие ее цикличность на фоне направленного и необратимого развития земной коры. Стадии выделяются в рамках этапов и являются звеньями одного циклического процесса. Для них характерны определенный тектонический режим, развитие конкретных магматических и осадочных формаций и связанных с ними полезных ископаемых.

Согласно представлениям В. И. Смирнова, в истории развития нашей планеты можно выделить шесть периодов: лунный, нуклеарный, протогеосинклинальный, интрагеосинклинальный, неогеосинклинальный и рифтовый. Эти периоды в свою очередь разделяются на 11 этапов, или геолого-металлогенических циклов. В самом общем виде цикл выражен триадой: 1) ранний, или собственно геосинклинальный, подэтап, для которого типоморфны базальтофильные месторождения: колчеданные, титаномагнетитов, хромитов и платиноидов; 2) орогенный подэтап, объединяющий среднюю и позднюю стадии геосинклинального развития с гранитофильным типом минерализации, представленным пегматитовыми, альбититовыми, грейзеновыми, гидротермальными плутоногенными и вулканогенными месторождениями; 3) платформенный подэтап с экзогенными и эндогенными месторождениями, связанными с процессами тектономагматической активизации.

Рассмотрим выделенные периоды.

Лунный период (5,0—3,8 млрд лет) представлен одним Гренландским этапом, в течение которого не протекали процессы, характерные для отмеченного ранее цикла, и не формировались месторождения.

Нуклеарный период (3,8—2,8 млрд лет) также состоит только из одного Кольского этапа, в течение которого сформировались ядра основных кратонов мира с базальтофильными и гранитофильными месторождениями. Первые развиты в архейских зеленокаменных поясах и представлены месторождениями: золоторудными (Калгурли, Австралия), (Колар, Индия) и других регионов, медно-никелевыми (Камбалда, Австралия), хромитовыми, железорудными и колчеданными (Анабарский массив, Джугджур, Западно-Австралийский кратон и др.).

Протогеосинклинальный период (2,8—1,8 млрд лет) состоит из двух циклических этапов: беломорского (2,8—2,3 млрд лет) и карельского (2,3—1,8 млрд лет). С беломорским этапом связывают появление первых геосинклиналей, расчленивших протоплатформы.

В течение первых двух подэтапов (раннегеосинклинального и орогенного) формировались обычные для этих режимов мелкие месторождения. Зато с третьим платформенным подэтапом связано образование уникальных экзогенно-гидротермальных золото-урановых конгломератов Витватерсранда (Южная Африка) и хромитов Великой Дайки (Зимбабве). В карельский этап (2,3—1,8 млрд лет) рудоносными были все три подэтапа.

1. С ранними базальтоидными формациями ассоциируют гигантские бассейны железистых кварцитов Кривого Рога, КМА и других регионов; колчеданные месторождения Брокен-Хилл (Австрия), Болиден (Скандинавия); метаморфизованные марганцевые руды (Индия).

2. С орогенными гранитоидами связаны мусковитовые и редкометалльные пегматиты Беломорья и Забайкалья; золоторудная минерализация в черносланцевых толщах (Хоумстейк, США).

3. Процессы платформенной протоактивизации привели к образованию гигантских рудно-магматических центров: с хромитами и платиноидами Бушвелд (ЮАР), медно-никелевыми рудами — Садбери (Канада) и Печенги (Россия); редкоземельными элементами в альбититах; меденосными карбонатитами Палаборы (ЮАР); ураноносными конгломератами Элиот-Лейка (Канада) и ряда других рудных объектов.

Интрагеосинклинальный период (1,8—1,5 млрд лет) представлен одним готским этапом. Для него характерны отсутствие эндогенного рудообразования и низкая рудная продуктивность экзогенных процессов.

Неогеосинклинальный период (1,5—0,1 млрд лет) — один из крупнейших в истории Земли, состоящий из пяти этапов: гренвильского, байкальского, каледонского, герцинского и киммерийского.

В гренвильский этап (1,5—1,0 млрд лет) значительные месторождения не образовывались.

Байкальский этап (1,0—0,6 млрд лет) был более продуктивен по сравнению с гренвилским. В это время в раннегеосинклинальный подэтап образовались месторождения: колчеданные (Холоденское, Горевское в Сибири), титаномагнетитовые (в Норвегии, Канаде, на Урале и других регионах). С орогенными гранитоидами ассоциируют олово-вольфрамовые и редкометалльные пегматиты и грейзены на всех древних платформах. С третьим платформенным подэтапом связаны свинцово-цинковые руды в карбонатных толщах на севере Канады.

Каледонский этап (0,6—0,4 млрд лет), как и предыдущий, имеет отчетливое, трехчленное строение. В первый подэтап образовались многочисленные колчеданные месторождения Пиренеев, Аппалач, Скандинавии, Урала (Рио Тинто, Испания; Озерное, Россия). Во второй — редкометалльные пегматиты, альбититы и грейзены Алтае-Саянской области. В третий подэтап формировались редкометалльные карбонатиты Норвегии и других регионов.

Герцинский этап (0,4—0,25 млрд лет) наиболее ярко проявился в пределах складчатых областей Западной Европы и Урало-Монгольского пояса. С ним связывают, как и с каледонским этапом, трехчленный цикл: 1) с геосинклинальными базальтоидами — колчеданные, хромитовые и титаномагнетитовые месторождения; 2) орогенными гранитами типичные редкометалльные пегматиты, альбититы, грейзены и плутоногенные гидротермальные жилы; 3) активизированными областями платформ редкометалльные щелочные интрузии, медно-никелевые руды в траппах Сибири (Норильск), алмазоносные кимберлиты и редкометалльные карбонатиты.

Киммерийский этап (0,25—0,10 млрд лет) характеризуется главным образом гранитофильной минерализацией; проявился вдоль окраин платформ. С ним связывают месторождения редких, благородных и радиоактивных элементов.

Рифтогенный период (0,1—0,0 млрд лет) только начался и представлен пока одним альпийским этапом. К нему относят некоторые колчеданные месторождения в субмаринных базальтоидах Японии, Кипра, Малого Кавказа, современных океанов. Со вторым орогенным подэтапом связывают медно-порфировые месторождения Тихоокеанского кольца. Третий подэтап представлен третичными континентальными поясами с благороднометалльной, олово-вольфрамовой минерализацией, проявлениями алмазоносного кимберлитового и редкометалльного карбонатитового магматизма.

В геоисторической металлогении намечаются два рубежа: 3,8 и 2,5 млрд лет. С первым связано появление магматических и гидротермальных (колчеданных) месторождений базальтоидной серии и метаморфогенных пегматитов. Второй рубеж маркирует начало

образования гранитоидных месторождений — альбититовых, грейзеновых, скарновых и гидротермальных. Изложенная схема периодичности формирования месторождений наиболее объективно отражает цикличность и последовательность рудообразования для каледонского и герцинского этапов. Во всех остальных случаях она существенно отклоняется от принятой теоретической модели. Особенно много расхождений в интерпретации докембрийской истории, где трехчленная цикличность в выделенных этапах почти не соблюдается.

Периодичность образования месторождений с учетом мобилистских представлений. В истории нашей планеты можно выделить пять основных металлогенических периодов: 1) тонких литосферных плит; 2) высокой тектонической активности, появления мощной континентальной коры и ядра Земли; 3) возникновения первых суперконтинентов; 4) пониженной тектономагматической активности; 5) циклического функционирования механизма тектоники плит.

1. **Период тонких литосферных плит** (3,8—3,0 млрд лет) характеризуется однородным тектоническим режимом, средними скоростями движения тонких короткоживущих (16—50 млн лет) литосферных пластин, равными 5—50 см/г. В этот период активно формировалась первичная континентальная кора со скоростью приращения 3,2—3,6 км³/г. и суммарный ее объем составил около 15 % от современной. Возникшие массивы гранитоидов характеризовались натриевым профилем. Одними из характернейших особенностей периода являются эпохи складчатости и тесно с ними ассоциирующие (предшествующие) гранит-зеленокаменные пояса. Выделяется по крайней мере шесть таких эпох: 3,80; 3,70; 3,65; 3,56; 3,50; 2,98 млрд лет. На это время приходится первый наиболее грандиозный пик в образовании пегматитовых провинций и полей (3,38—3,42 млрд лет). В описываемый период формировались первичные металлогенические проработки мантийного, рифтогенного и эпиконтинентального профиля.

Эндогенно-экзогенная активность Земли обусловлена восходящими потоками флюидов (тепловой поток через поверхность составляет 10 эрг/г.; 1 эрг = 10⁻⁷ Дж). Наиболее древними являются железистые кварциты комплекса Исуа в Гренландии (3,78 млрд лет) и пояса Абитибби в Канаде; осадочно-вулканогенные железистые лептитовые формации типа Алгома (Кируна, Швеция; Алленгорское, Россия и др.) (3,3—3,7 млрд лет). С гранитоидными полями ассоциируют мусковитовые пегматиты Анабарского щита, Джугжура и редкометалльные пегматиты с ниобием, танталом в Западной Австралии, Бразилии, Африке с возрастом 2,9—3,5 млрд лет.

С базальтоидными комплексами зеленокаменных поясов связаны: хромиты в анортозитах (3,5 млрд лет); медно-никелевые руды

в коматиитах (3,0; 3,4); колчеданы Австралии (3,4), Канады (3,4), Южной Африки (2,6—3,4) и Северной Америки (2,9); золото — Калгурли в Австралии (2,8—3,2 млрд лет).

2. Период высокой тектонической активности, появления мощной континентальной коры и ядра Земли (3,0—2,7 млрд лет) характеризуется мощными складчатыми деформациями, охватившими всю кору, резким ускорением и усилением тектономагматической деятельности, которая в это время была максимальной в истории Земли — 15—25,10 эрг/с. Появились более крупные литосферные пластины размером сотни километров с периодом существования до 200 млн лет. Существенно увеличились скорости движения плит, достигая наибольших из установленных (120—270 см/г.). Процессы дифференциации вещества мощно протекали в пределах коры и самых верхних частей мантии, где температуры достигали 1750 °С. С гигантскими скоростями происходил рост объема континентов в интервале времени 3,1—2,5 млрд лет — сначала скорость прироста достигала 7,1 км³/г., в конце около 2,0 км³/г., а в целом в этот период образовалось более 50 % всего современного объема континентальной коры.

Одной из главнейших особенностей петрологической эволюции магматизма описываемого времени явилась смена натриевого гранитного магматизма калиевым.

Наиболее важными металлогеническими событиями периода явилось образование крупных и уникальных экзогенных россыпных, гидротермально-осадочных и осадочных месторождений золота и урана в конгломератах провинции Витватерсранд (2,75 млрд лет); эпиконтинентальных железистых кварцитов КМА (Михайловское, Околово и др.); гидротермальных золоторудных полей Австралии (Калгурли), Индии (Колар) и Канады.

3. Период возникновения первых суперконтинентов и начала функционирования механизма тектоники литосферных плит (2,7—1,8 млрд лет). Предполагают, что в этот период тектонический режим нашей планеты стабилизировался и приобрел однонаправленное петрологическое и металлогеническое развитие. В рассматриваемое время возникли одни из крупнейших структур — Моногея (2,60—2,30 млрд лет) и Пангея (2,30—1,90 млрд лет). Подобное соединение континентальных плит в единый гигантский суперконтинент протекал в режиме умеренной механической активности и понижающихся скоростей перемещения плит. Возникшие объемы новых океанических плит почти компенсировались поглощением корового материала в глобальной системе зон субдукции. Приращения континентальной коры составляли около 0,4—0,5 км³/г. Существовавшие последовательно Моногея и Пангея на значительный период (300 и 380 млн лет) термодинамически изолировали мантию, что способствовало поддержанию в ее верхней части высоких температур и стимулировало ано-

мальный щелочной магматизм — плутоны анортозитов и гранитов-рапакиви.

С анортозитовым поясом Квебека связаны крупнейшие в мире месторождения титана (Лав Тио). В конце периода (1,8—2,0 млрд лет) произошел второй в истории Земли импульс пегматитообразования.

Гранитный магматизм орогенных поясов с калиевым уклоном сопровождался появлением мусковитовых и редкометалльных пегматитов Беломорья, Мамской провинции Забайкалья (1,8 млрд лет); формированием олово-вольфрамовых скарнов Карелии и гидротермальных золоторудных месторождений (1,8—2,0 млрд лет) — Хоумстейк, Сухой Лог, Кобальт и др.

С базальт-липаритовыми вулканическими формациями рифтогенных поясов (периконтинентальных, срединно-океанических, островодужных, трансформных) связаны провинции колчеданных месторождений в Австралии (Брокен-Хилл и Маунт-Айза) (1,75 млрд лет), Северной Америке (1,7—1,0 млрд лет), Швеции (Болиден, 1,9 млрд лет), Финляндии (Оутокумпо, 1,8—2,3 млрд лет), Карелии (2,0—2,2 млрд лет) и других регионах мира.

С областями тектономагматической протоактивизации интрузивного, вулканического и метасоматического профиля ассоциируют крупные и уникальные расслоенные ультраосновные массивы в Южной Африке (Бушвелд, хром-платина, 1,95 млрд лет), в Канаде (Садбери, медь-никель, 1,8—2,0 млрд лет), на Кольском полуострове (Печенга, медь-никель, 1,80 млрд лет) и др. В ультраосновных комплексах на заключительных стадиях их развития формировались карбонатитовые месторождения с медной минерализацией (Южная Африка), а в линейных зонах урановые и редкометалльные альбититовые месторождения. Огромнейшие континентальные пространства, разрушающиеся орогенные пояса, мелководные эпиконтинентальные морские палеобассейны, изменения газового состава атмосферы и, главное, эндогенные флюидные потоки — все это способствовало возникновению уникальных провинций: 1) с осадочными железными формациями в Украине (Кривой Рог), России (КМА, Костомукша), Австралии (Хаммерсли); 2) с месторождениями медистых песчаников Удокана (1,8—2,1 млрд лет), ураноносных конгломератов Элиот-Лейка (2,2 млрд лет), марганцевых месторождений Индии (1,7—2,3 млрд лет) и многих других рудных объектов.

Золотоносные конгломераты завершали предыдущий период. Для них было характерно в парагенезисе с золотом широкое развитие пирита и уранинита. Рассматриваемый период также завершают крупные провинции золоторудных конгломератов (Южная Африка, Тарква и др.). На завершающих стадиях периода формировались полевошпатовые породы, обогащенные свинцом (в эксгальционно-осадочных месторождениях).

4. Период пониженной тектономагматической и металлогенической активности (1,8—0,6 млрд лет) характеризуется относительно стабильным геотектоническим режимом и отсутствием кардинальных перестроек планетарных геологических структур. В течение 800 млн лет практически не образовывались крупные рудные районы и провинции. Оживление эндогенной металлогенической активности началось в конце периода. В отрезке времени 1,0—0,6 млрд лет отформировались колчеданно-полиметаллические месторождения, ассоциирующие с базальтоидным магматизмом, в Северной Америке и на Сибирской платформе (Холодинское, Горевское и др.), а также магматические титаномагнетитовые руды Норвегии (Егерзунд), Канады (Лауренс Ривер) и России (Урал, Кусинское).

5. Период циклической функционирования механизма тектоники литосферных плит (0,6—0,0 млрд лет) характеризуется усилением тектономагматической активности и ускорением циклического развития мобильных поясов. В течение каледонской и герцинской эпох складчатости формировались типичные асимметричные геосинклинальные системы с четкими трехчленными циклами развития. Особенностью данного периода является перемещение фронта дифференциации вещества на глубинные мантийные уровни. Определяющее влияние на течение металлогенических процессов оказал начавший формироваться в раннем палеозое единый суперконтинент Пангея. Он просуществовал до начала мезозоя.

Начиная со средней юры Пангея была расколота на ряд континентов, между которыми образовались океаны: Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый.

Киммерийская и альпийская металлогения уже полностью контролировалась механизмами тектоники литосферных плит в их наиболее исследованном теоретическом варианте. К этому времени основные физические параметры земной коры практически завершили свое формирование. Объемы возникающей в срединно-океанических хребтах океанической коры примерно равны объемам коры поглощаемой в зонах субдукции. Последние превратились в основные генераторы эндогенного рудообразования. Жесткие континентальные плиты вместе с корневыми (сотни километров) частями превратились в малоподвижные системы с понижающимися скоростями горизонтальных перемещений и меняющимися векторами таких движений.

С нижнего палеозоя начался процесс усиления глубинной рудно-магматической активности. Резко, более чем в 2 раза по сравнению с предыдущим периодом, возросло число рудных формаций. Широкое развитие получили такие новые формации, как сурьмяно-ртутная, вольфрамитовая, грейзеновая, медно-молибденовая, золото-кварц-халцедоновая и др. Для периода харак-

терно образование большого разнообразия генетических и промышленных как эндогенных, так и экзогенных типов руд. В это время возникли все месторождения бокситов, каолинитов, серы, морских и континентальных россыпей и многих других рудных скоплений.

Глубину образования месторождений условно разделяют на четыре уровня (км): приповерхностный (0,0—1,5), гипабиссальный (1,5—3,5), абиссальный (3,5—10,0) и ультраабиссальный (больше 10).

Приповерхностный уровень представлен всей гаммой экзогенных накоплений, вулканогенными и эксгальационно-осадочными рудами. Их формирование протекало в обстановке обилия кислорода, при низких давлениях и температурах. Для руд характерны колломорфные и мелкозернистые минеральные агрегаты и развитие околорудных ореолов аргиллитизации, цеолитизации, хлоритизации и окварцевания.

Гипабиссальный уровень характеризуется наибольшим разнообразием рудных образований. Здесь локализуются практически все промышленно-генетические типы эндогенных месторождений. Эта область преимущественного развития гидротермальных, скарновых и магматических в расслоенных интрузиях скоплений полезных ископаемых.

Абиссальный уровень беднее рудными образованиями, чем две предыдущие. Здесь формируются главным образом альбитит-грейзеновые, карбонатитовые, пегматитовые и часть магматических (хромитовые и титаномагнетитовые) месторождений, ассоциирующих с крупными гранитоидными, основными и ультраосновными плутонами.

В *ультраабиссальном уровне* образуется небольшая группа метаморфических месторождений (дистеновые, силлиманитовые и андалузитовые сланцы, рутил, корунд и некоторые другие). Отмечаются значительные преобразования руд, сформированных на отмеченных выше уровнях. Важное промышленное значение имеют метаморфизованные месторождения железа и марганца.

Таким образом, в пределах тонкой верхней оболочки земной коры мощностью около 15 км, так называемой рудосферы, концентрация полезных ископаемых наиболее значительна на приповерхностном и гипабиссальном уровнях. Ниже интенсивность рудообразования уменьшается и в ультраабиссальной зоне практически прекращается.

Выделяют четыре типа источников рудного вещества: 1) ювенильный, магматический, связанный с разнообразными магмами; 2) ассимиляционный, возникший при захвате расплавами ранее образовавшихся минеральных масс; 3) выщелоченный водными растворами из вмещающих пород; 4) экзогенный, образованный в результате выветривания континентальных пород и пе-

ревода части соединений либо в истинные растворы, либо во взвеси и сноса их в водные бассейны.

Из магматических расплавов рудное вещество отлагается в результате процессов дифференциации, либо кристаллизационной, либо ликвационной. Из водных растворов и рассолов выпадение твердого вещества происходит под влиянием коагуляции, перенасыщения, химических реакций, биохимических преобразований, резкого падения температур и давлений, изменения рН и Eh среды, контрастных изменений электрических и магнитных полей и механического отложения тонких взвесей.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

**ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕТАЛЛИЧЕСКИХ
И НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ**

Для научного обоснования методики и направления поисковых и разведочных работ необходимо знание условий формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. Мировой опыт поисковых, разведочных и добыточных работ показывает, что разведка опирается не только на теорию рудообразования, но и в значительной степени на эмпирически установленные закономерности. Важнейшим достижением в этой области являются разработка и обоснование понятия о геолого-промышленных типах месторождений.

Среди многообразия природных типов месторождений лишь сравнительно небольшая часть играет существенную роль в экономике. Основная масса минерального сырья в мире добывается из весьма ограниченного числа природных типов. Под геолого-промышленными типами месторождений полезных ископаемых понимаются такие, которые зарекомендовали себя как основные поставщики данного вида минерального сырья для промышленности. Это понятие было введено В. М. Крейтером в 1940 г. Принято считать, что к основным мировым геолого-промышленным типам следует относить такие, на долю которых приходится не менее 1 % мировой добычи данного полезного ископаемого. Известно, например, что добыча меди может производиться примерно из 15 различных генетических типов месторождений, однако промышленными типами являются только 4—5.

Значение отдельных геолого-промышленных типов месторождений в сырьевой базе тех или иных полезных ископаемых весьма различно, в связи с чем среди них выделяются главные, на которые приходится свыше 5—10 % запасов (или добычи) соответствующего полезного ископаемого, и второстепенные — обычно менее 2—2,5 %. При этом следует учитывать, что некоторые типы месторождений, не играющие существенной роли в мировой добыче, могут иметь важное экономическое значение для тех стран, где они разрабатываются. Это служит осно-

ванием для выделения собственных промышленных типов для каждой страны.

При выделении геолого-промышленных типов месторождений учитывается комплекс признаков, характеризующих их генетические черты, и те особенности, которые наиболее важны с промышленной точки зрения, — морфология рудных тел, условия залегания, качество руд и т. д. Все эти данные, как отмечал В. И. Смирнов, слагаются из четырех основных признаков: 1) генетического класса; 2) структуры месторождения, определяющей участки локализации рудных тел и их морфологию; 3) минералогического состава руды; 4) состава вмещающих пород.

Современные классификации геолого-промышленных типов производятся на формационной основе, которая позволяет объединить все главные черты месторождений, свойственные данному типу, в том числе их основные признаки. Принадлежность месторождения (а также геолого-промышленного типа) к данной геологической формации определяет его генезис, структуру, морфологию рудных тел, минеральный состав руд, характер вмещающих пород.

Знание геолого-промышленных типов месторождений, т. е. условий образования, закономерностей размещения, особенностей морфологии рудных тел, минерального состава, является необходимым условием успешного ведения поисковых и разведочных работ. На основе этих сведений осуществляется оценка месторождений, особенно на ранних стадиях их изучения, выбор методики разведки и др.

Геолого-промышленные типы месторождений полезных ископаемых отражают современный уровень развития горнодобывающей отрасли. Поэтому со временем некоторые из них утрачивают свое значение и даже исчезают, на смену им появляются новые. Исчезают те типы, которые полностью обрабатываются. Наиболее ярким примером таких объектов могут служить известные в прошлом «железные шляпы» колчеданных месторождений на Урале, представлявшие собой промышленный тип железорудных месторождений. С отработкой этих образований перестал существовать еще один геолого-промышленный тип — месторождения махаита, которыми славился Урал.

С другой стороны, возрастающая потребность в металле, истощение запасов богатых руд способствуют снижению кондиций и вовлечению в отработку руд с более низкими содержаниями. Так в свое время возник геолого-промышленный тип медно-порфировых месторождений, убогое содержание полезных компонентов в которых компенсируется огромными размерами и благоприятными условиями залегания. Их промышленное освоение стало возможным с развитием мощной техники открытых разработок и совершенствованием обогатительных процессов.

Новые промышленные типы возникают также за счет открытия новых месторождений. Так, например, сравнительно недавно появился новый тип золоторудных месторождений — карлинский — в черносланцевых толщах. Новые геолого-промышленные типы появляются в связи с совершенствованием технологии переработки руд, открывающей возможности использования новых видов сырья. Это относится в первую очередь к месторождениям редких и рассеянных элементов. Расширение комплекса извлекаемых попутных компонентов также приводит к появлению новых типов.

Постоянный рост потребления металлов, истощение сырьевых ресурсов способствуют поиску новых источников сырья. Постепенно возникают возможности освоения ранее недоступных месторождений, к числу которых относятся в первую очередь объекты, расположенные на дне океана. Так определяются перспективные геолого-промышленные типы, вовлечение которых в промышленное производство технически возможно и ожидается в обозримом будущем. В настоящее время к их числу можно отнести металлоносные осадки Красноморского рифта, железомарганцевые конкреции абиссальных котловин (провинция Клариян-Клиппертон), кобальтоносные железомарганцевые корки подводных поднятий (Магеллановы горы), месторождения фосфора на шельфе и подводных горах, залежи газогидратов. Возможно, когда-то возникнет необходимость в добыче руд массивных сульфидов со дна океана.

Возвращаясь к общей характеристике понятия геолого-промышленных типов, необходимо отметить еще одно важное обстоятельство. Тот факт, что обнаруженное или изучаемое месторождение относится к известному промышленному типу, вовсе не гарантирует его промышленной значимости. Каждый геолого-промышленный тип может быть представлен различными по масштабу объектами — от уникальных по запасам месторождений до незначительных рудопроявлений. Несмотря на общность генетических процессов, приводящих к образованию месторождений одного геолого-промышленного типа, каждое из них характеризуется множеством индивидуальных особенностей. При промышленной оценке месторождений в первую очередь принимаются во внимание следующие показатели:

- размеры месторождения (запасы минерального сырья);
- степень и характер концентрации запасов (количество, размеры, форма залежей);
- положение рудных тел и условия залегания;
- качество сырья, его технические и технологические свойства;
- горнотехнические условия вскрытия и эксплуатация месторождения.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

К месторождениям металлических ископаемых, или к рудным месторождениям, относят такие виды минерального сырья, которые подлежат металлургической переработке в целях извлечения полезных компонентов — металлов. Рудные месторождения подразделяют на месторождения черных, цветных, редких, радиоактивных и благородных металлов, а также рассеянных и редкоземельных элементов.

6.1. Черные металлы

В группу черных металлов объединены железо, марганец, хром, титан, ванадий. Ведущую роль в этой группе играет железо, составляющее основу черной металлургии; остальные используются в основном (почти на 90 %) для производства легированных сталей, исключением является титан, 85 % которого идет на изготовление пигментного диоксида.

6.1.1. Железо

Железо — один из самых распространенных элементов в земной коре (его кларк 4,65 %) и важнейший металл мировой экономики. Ежегодное производство товарных железных руд превышает 1,2 млрд т. В недрах 97 стран подтвержденные запасы железных руд оцениваются в 194 млрд т. Наибольшими запасами обладают Россия, Украина, Бразилия, Китай, Австралия, Казахстан и США (от 50 до 15 млрд т). Добыча осуществляется в 55 странах. По уровню запасов выделяют месторождения (млн т): мелкие — до 50, средние — 50—300, крупные 300—1000, весьма крупные 1000—3000 и уникальные — более 3000.

Главнейшие минералы железных руд: магнетит, мартит и гематит, гётит и гидрогётит, а также сидерит, шамозит, тюрингит. Содержание железа в рудах должно быть не менее 20 % (богатыми считаются руды с содержанием железа более 57 %); вредных примесей, %: серы — не более 0,3; фосфора — 0,2; цинка, свинца, мышьяка и меди — 0,1.

Железорудные месторождения весьма разнообразны. Промышленные объекты известны практически среди всех серий (эндогенной, экзогенной, метаморфической) и групп генетической классификации. Они образовывались во все эпохи, начиная от

протерозоя до современной. Примерно 66 % мировых разведанных запасов относится к докембрию, 3,9 — нижнему палеозою, 11,6 — верхнему палеозою, 12,0 — мезозою и 5,9 % — кайнозой. Основными геолого-промышленными типами являются: а) железистые кварциты и связанные с ними богатые железные руды; б) осадочные пластовые месторождения; в) титаномагнетитовые в основных и ультраосновных породах; г) скарново-магнетитовые. В этих типах сосредоточено 99,7 % общих запасов, они обеспечивают 94 % мировой добычи. Кроме этого железные руды добываются из карбонатитовых, вулканогенно-осадочных, месторождений кор выветривания.

Россия располагает крупнейшими запасами железных руд. Общие запасы составляют 52 млрд т, подтвержденных 39 млрд т при среднем содержании железа в руде 36 %. Месторождения расположены в Карелии, Курской магнитной аномалии (КМА), на Урале, в различных регионах Сибири (рис. 6.1).

Месторождения железистых кварцитов содержат подавляющую часть (76 %) мировых ресурсов железных руд. Они связаны с докембрийскими метаморфическими железисто-кремнистыми формациями и распространены на всех щитах древних платформ. Согласно, многоярусные залежи пластовых тонкополосчатых руд простого минерального состава (магнетит, гематит) концентрируются в крупных и уникальных месторождениях в пределах гигантских железорудных бассейнов (рис. 6.2). К этому типу относятся российские месторождения КМА, Кольского полуострова и Карелии, Южной Якутии, Малого Хингана и др. Структура бассейна Курской магнитной аномалии определяется крупными синклинорными зонами, протягивающимися более чем на 550 км при ширине полос 250—1 000 м, с которыми связаны месторождения Михайловское, Лебединское, Яковлевское и др. (рис. 6.3). Железистые кварциты представляют собой полосчатые руды с ритмичным чередованием существенно рудных и кварцевых полосок мощностью от 2 до 10 мм при содержании железа от 25 до 45 % и отсутствии вредных примесей.

Рудные прослои на 70 % сложены магнетитом и гематитом и на 30 % кварцем. Нерудные прослои состоят из кварца (80—90 %), содержащего тонкие пластинки гематита, и магнетита и гематита (10—20 %). Кроме этого присутствуют куммингтонит, рибекит, актинолит, хлорит и др. Текстура железистых кварцитов от тонко полосчатой (ширина полос 1—3 мм) до грубо полосчатой (более 10 мм).

Содержание железа в рудах в среднем (масс. %) — 30—33; кремнезема — 44—68; глинозема и оксида магния — 0,1—4,0. Содержание вредных примесей незначительно (сера — 0,04—0,1 %; фосфор — 0,01—0,1 %). Основной промышленный интерес представ-

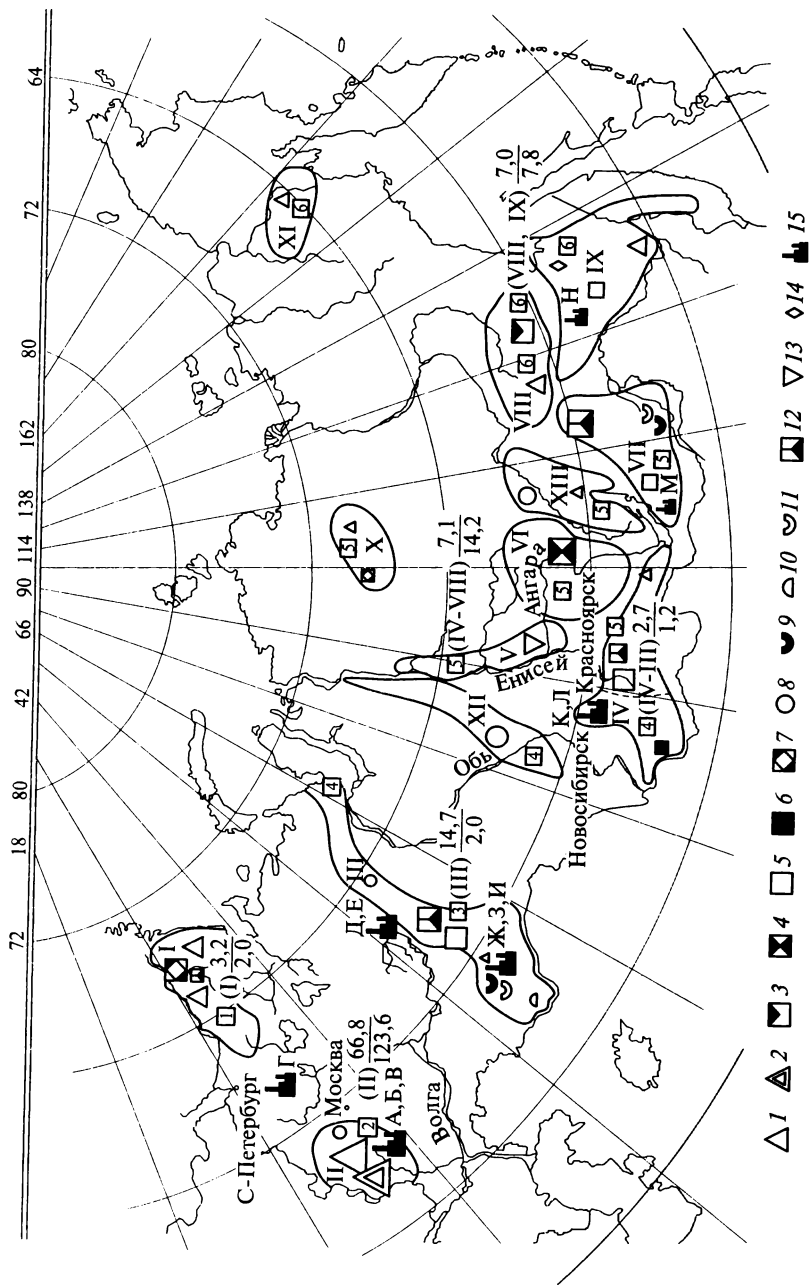


Рис. 6.1. Геолого-экономическая карта ресурсов железных руд России (по Н. И. Голивкину и др., 1996):

провинции (экономические районы): I — Карело-Кольская (Северный); II — Курская (Центральный и Центрально-Черноземный); III — Уральская (Уральская, северо-западная часть Западно-Сибирского); IV — Алтае-Саянская (западная часть Западно-Сибирского; центральная и восточная части Восточно-Сибирского); V — Ангаро-Енисейская (Восточно-Сибирский); VI — Ангарская (Восточно-Сибирский); VII — Забайкальская (Восточно-Сибирский); VIII — Алданская (Дальневосточный, юго-западная часть Восточно-Сибирского); IX — Дальневосточная (Дальневосточный); *потенциально рудоносные провинции:* X — Анабарская (Восточно-Сибирский); XI — Северо-Восточная (Дальневосточный); XII — Колпатовская (Западно-Сибирский); XIII — Саяно-Байкальская (Восточно-Сибирский); *геолого-промышленные типы месторождений железных руд* (по размеру знака — крупные, средние, мелкие): 1 — железистых кварцитов железисто-кремнистых формаций (верховцевский, оленегорский, костомукшский, лебединский, михайловский, сутаковский, веретешинский типы); 2 — мартитовых, гематит-мартитовых, мартит-гидрогематитовых, иногда сидеритизированных богатых руд коры выветривания железистых кварцитов (белгородский); 3 — магнетитовых метаморфизованной скарнированной формации (алданский); 4 — магмамагнетитовых магнезиоферритовой скарновой формации (ангарский); 5 — магнетитовых скарново-магнетитовой формации (тагильский, кондомский); 6 — магнетитовых метаморфизованной скарнированной формации (холзунский); 7 — апатит-магнетитовых (ковдорский); 8 — сидерит-шамозит-гидрогетитовых бурых железняков (аятский, лисаковский, керченский); 9 — гидрогетит-гетитовых бурых железняков коры выветривания сидеритов (новобайкальский); 10 — хромоникелевых гидрогематит-гетитовых коры выветривания ультраосновных пород (орско-халиловский); 11 — сидеритовых (байкальский); 12 — титаномагнетитовых (качканарский); 13 — кремнисто-гематитовых (ангаро-питский); 14 — кремнисто-гематит-магнетитовых марганцовистых (удской); 15 — металлургические заводы и комбинаты (А — Осковский, Б — Тульский, В — Новоліпецкий, Г — Череповецкий, Д — Серовский, Е — Нижнетагильский, Ж — Челябинский, З — Магнитогорский, И — Орско-Халиловский, К — Западно-Сибирский, Л — Кузнецкий, М — Петровско-Забайкальский, Н — Дальневосточный проектируемый); цифры в квадратах — экономические районы (1 — Северный, 2 — Центральный и Центрально-Черноземный, 3 — Уральский, 4 — Западно-Сибирский, 5 — Восточно-Сибирский, 6 — Дальневосточный); цифры в скобках — номера провинций на их территории; дробью даны: в числителе — разведанные запасы, в знаменателе — прогнозные ресурсы района, млрд т

←

ляют месторождения магнетитовых кварцитов, руды которых обогащаются магнитной сепарацией.

С железистыми кварцитами связаны месторождения богатых руд, одни из которых сформировались в связи с магнезиально-железистым метасоматозом в условиях амфиболитовой или зеленосланцевой фаций метаморфизма, другие — образовались за счет выветривания железистых кварцитов. Содержание железа в рудах от 52 до 69 % при ничтожном содержании вредных примесей.

Выделяются два основных морфологических типа залежей богатых руд: плащеобразные и линейные. Плащеобразные залегают на головах крутопадающих пластов железистых кварцитов в виде

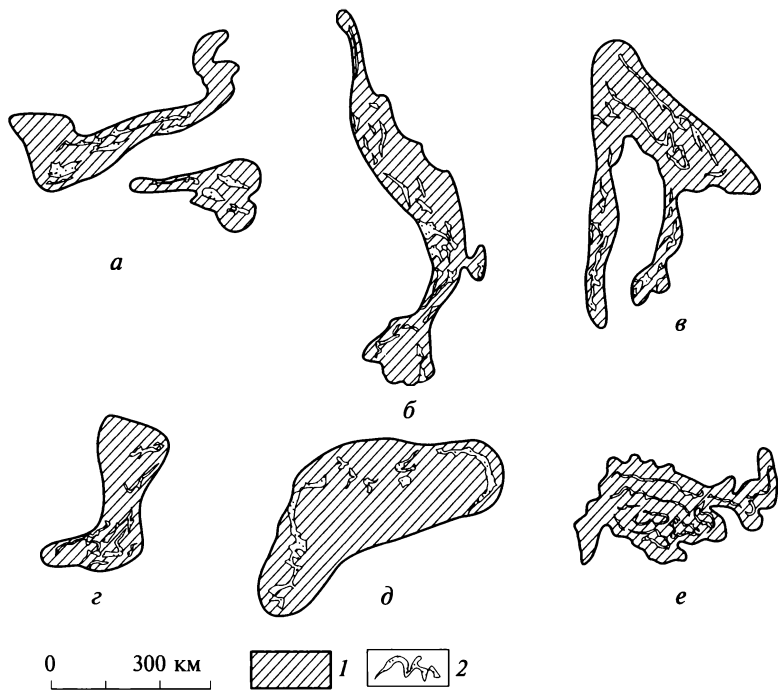


Рис. 6.2. Сравнение площадей распространения раннепротерозойских железисто-кремнистых формаций крупнейших железорудных провинций докембрия (по В. И. Снякову, 1994):

a — район оз. Верхнее; *б* — площадь Лабрадор (Канада); *в* — Криворожье и КМА; *г* — Минас-Жерайс (Бразилия); *д* — Трансвааль (ЮАР); *е* — Хамерсли (Австралия); 1 — железисто-кремнистые формации; 2 — железистые кварциты

пологих рудных залежей значительной площади с карманообразной подошвой и относятся к типичным корам выветривания. Линейные залежи представляют собой уходящие на глубину, протяженные по простиранию и значительной мощности клинообразные рудные тела богатых руд среди железистых кварцитов. Они возникли в зонах разломов, трещиноватости, смятия, дробления, изгибов в процессе метаморфизма.

Богатые руды белгородского геолого-промышленного типа (ГПТ) сформировались за счет поверхностного выветривания железистых кварцитов, они широко представлены в КМА (Гостищевское, Яковлевское). Запасы богатых руд в каждом из них составляют по 10,5 млрд т.

Руды образуют залежи площадного и линейного типа на головах пластов железистых кварцитов мощностью от 1—3 до 370 м (рис. 6.4).

Наиболее крупным является *Гостищевское месторождение*. Основная рудная залежь длиной 33,5 км, шириной 0,3—2,2 км, мощностью от 5 до 369 м (за счет неровности подошвы) перекрыта фанерозойскими породами мощностью 380—600 м. Остаточные гематитовые руды — продукт додевонской линейно-площадной коры выветривания — представлены полурыхлыми высокопористыми разностями с реликтовой полосчатостью. Главные минералы



Рис. 6.3. Схема расположения месторождений и участков железных руд Белгородского железорудного района КМА (по Н. И. Голивкину и др., 1998):

1 — пласти богатых железных руд на кварцитах, обуславливающих интенсивные гравимагнитные аномалии; 2 — пласти железистых кварцитов с маломощной (до 10 м) корой выветривания; 3 — месторождения, участки богатых железных руд Белгородского ГПТ (1 — Яковлевское, 2 — Гостищевское, 3 — Вислоевское, 4 — Мелихово-Шебекинское, 5 — Большетроицкое, 6 — Шемраевское, 7 — Разумовское, 8 — Таволжанский, 9 — Олимпийский, 10 — Соловьевское, 11 — Ольховатское, 12 — Ольшанецкой, 13 — Ушаковский, 14 — Корочанский, 15 — Мухинский, 16 — Купиновский, 17 — Дичинско-Реутецкое)

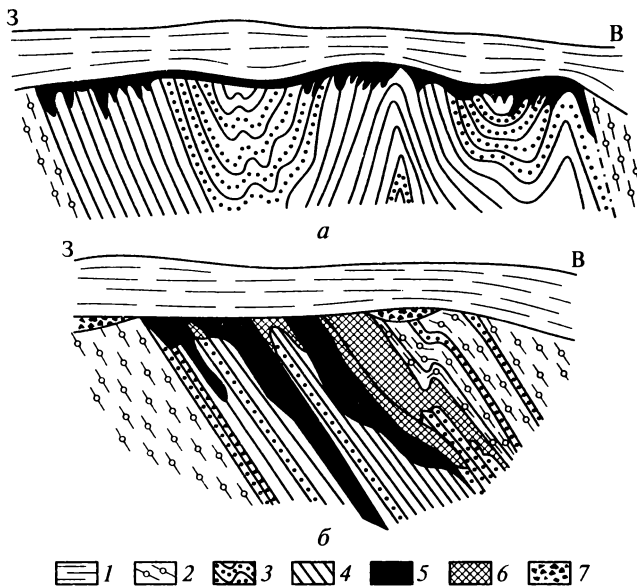


Рис. 6.4. Месторождения богатых руд в корках выветривания (Белгородский район КМА) (по В.И.Синякову, 1994):

разрезы месторождений: а — Михайловского; б — Яковлевского; 1 — осадочные породы фанерозоя; 2 — филлиты, алевролиты докембрия; 3 — куммингтонит-магнетитовые кварциты; 4 — магнетит-гематитовые (железнослюдковые) кварциты; 5 — богатые мартит-железно-слюдковые руды; 6 — богатые дисперсногематитовые и гидрогетитовые руды; 7 — переотложенные руды

лы остаточных руд — мартит, дисперсный гематит и маршаллит, расположенные в массе каолинита, сидерита, гидрогетита. Содержание (%): железа — 61,6, кремнезема — 3,9, глинозема — 2,9.

Осадочные пластовые месторождения приурочены к терригенным и карбонатным формациям — морским геосинклинальным и платформенным, а также континентальным озерно-болотным, речным и т. д. Рудные тела сложены хомогенно-осадочными оолитовыми, преимущественно бурожелезняковыми рудами. Месторождения формировались в широком возрастном диапазоне. Нередко они достигают громадных размеров: в Керченском бассейне (Украина) запасы составляют 2 млрд т, в Аятском (Казахстан) — свыше 8 млрд т, в Клинтонских месторождениях (США) — 14,3 млрд т. На долю осадочных месторождений приходится 14,8 % мировых запасов и около 15 % добычи железных руд.

Рудные тела залегают в виде устойчивых протяженных (иногда до 100 км) пластов мощностью от 0,5 до 30 м, одиночных, или образующих пачки, в которых насчитывается иногда до десятка пластов. Содержание железа от 20 до 50 %, в рудах заметные при-

меси фосфора, мышьяка, марганца. Руды сложены оолитами гидрогётитового, гётитового, лептохлоритового или сидеритового состава с примесью обломочного песчано-глинистого материала. Месторождения обычно доступны для открытых разработок.

Магматические титаномагнетитовые месторождения связаны с интрузивами основного и ультраосновного состава, относящимися к формациям: а) дунит-пироксенит-габбровой (качканарский тип); б) автономных анортозитов (месторождения Канады); в) платформенной формации ультрабазит-базитовых расщепленных интрузивов (бушвельдский тип); г) габбровым формациям складчатых областей.

По тектонической приуроченности выделяют рудоносные формации докембрийских платформ, позднепротерозойских и фанерозойских складчатых областей и зон активизации древних платформ.

В магматических месторождениях заключено 5,5 % мировых запасов железных руд, они обеспечивают 6 % добычи. В некоторых месторождениях запасы руды превышают 1 млрд т.

Рудные тела представляют собой зоны концентрированной вкрапленности со шлировыми линзобразными и жилообразными обособлениями титаномагнетита в рудоносных интрузивах.

Формирование рудных тел связано с процессами расслоения магматических масс. Основной рудный минерал — титаномагнетит со структурами распада твердого раствора — это магнетит с тонкопластинчатыми вростками ильменита. Содержание железа от 17 % во вкрапленных рудах до 48—58 % в массивных. Помимо железа в рудах в промышленных количествах содержатся титан (от 0,8—2,0 до 12—14 % TiO_2), ванадий (0,1—0,5 % V_2O_5), платиноиды. Наиболее яркими представителями этой группы являются *Качканарское* и *Гусевогорское* месторождения на Урале. Гусевогорский пироксенитовый массив, частично сложенный перидотитами, горнблендитами и габбро, вытянут в меридиональном направлении на 8,5 км при ширине 1—4 км. В пределах Гусевогорского месторождения выделяется девять рудных залежей; эксплуатируются Главная и Западная залежи, площадь кондиционного оруденения которых 2 км². В контуре промышленного оруденения имеются слабобудные (некондиционные) и безрудные участки, обычно изометричные, площадью от 1 000 до 2 200 м².

Рудные тела образованы вкрапленностью титаномагнетита, реже шлировыми выделениями и прожилками массивных руд, в основном в пироксенитах — габбро и горнблендитах. Основной рудный минерал — титаномагнетит, содержит 2—18 % ильменита, а также изоморфную примесь ванадия в магнетите. Второстепенные рудные минералы — пирит и пирротин, редкие — халькопирит, пентландит, борнит, самородная платина и платиноиды. Среднее содержание железа 1,6 %. Оруденение распространяется на глуби-

ну более 600 м. Суммарные запасы руды Гусевогорского и Качканарского месторождений превышают 6 млрд т, в них содержится едва ли не половина мировых запасов ванадия.

К числу крупнейших относят месторождения ЮАР (Бушвельдский массив), Канады (Аллард-Лейк), США (Сэндфорд-Лейк), Финляндии (Отанмяки) и др.

Карбонатитовые месторождения представлены перовскит-титаномагнетитовыми и апатит-магнетитовыми рудами в щелочных ультраосновных интрузивах центрального типа, известны в России (Африканда, Ковдор, Гулинский массив), за рубежом — на Африканской платформе (Сукули, Уганда; Дорова, Зимбабве; Люлекоп, ЮАР). Перовскит-титаномагнетитовые руды локализуются обычно в центральных частях структур. В интрузивах со значительным развитием карбонатов распространены апатит-форстеритовые, флогопит-форстеритовые, апатит-кальцитовые породы с обильной вкрапленностью, жилами и прожилками магнетита. В них — вкрапленность пирохлора и бадделеита.

Примером может служить месторождение *Ковдор* (Мурманская обл.). Массив ультраосновных пород и карбонатитов площадью 40 км² представляет собой многофазный интрузив центрального типа, сложенный последовательно внедрившимися оливинитами, ийолитами, мельтейгитами, нефелиновыми сиенитами, а также сложным комплексом метасоматитов и карбонатитов. Рудное тело длиной более 1,3 км, шириной 100—800 м, прослеженное до глубины 1 200 м, залегает среди ийолитов и пироксенитов. Оно сложено апатит-форстерит-магнетитовыми, форстерит-магнетитовыми рудами полосчатой, вкрапленной, массивной текстуры. Рудам свойственна вкрапленность пирохлора и бадделеита. Среднее содержание в рудах (масс.%): Fe — 27,5; MgO — 14; CaO — 11; P — 2,9; S — 0,3. Разведанные запасы магнетитовых руд — 540 млн т. Кроме магнетитового получают апатитовый и бадделеитовый концентраты.

Скарново-магнетитовые месторождения связаны с гранитоидами повышенной основности (плагиогранитами) и размещаются в складчатых областях различного возраста. Рудные тела располагаются среди скарнов — контактово-метасоматических образований известково-силикатного состава, состоящих из гранатов, пироксенов, амфиболов, волластонита, эпидота, скаполита и др. Скарны подразделяют на известковистые, магнизиальные и силикатные. Рудные тела имеют пластообразную, столбообразную, неправильную форму и сложены богатыми магнетитовыми и сульфидно-магнетитовыми рудами (рис. 6.5). Масштаб месторождений средний и крупный. В скарновых месторождениях заключено 3,4 % мировых запасов железа, и они дают около 3 % добычи. Для России эти месторождения более значительны — почти 15 % запасов и более 19 % добычи. Наибольшей известностью пользуются мес-

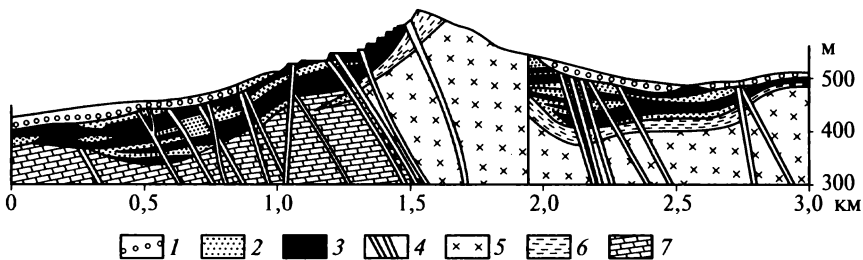


Рис. 6.5. Пластообразная залежь рудоносных скарнов горы Магнитной (по А. Н. Заварицкому):

1 — делювий с рудными валунами; 2 — скарны; 3 — рудные участки скарна; 4 — жилы диорита и порфира; 5 — порфириты; 6 — контактово-метаморфизованные туфы; 7 — известняки

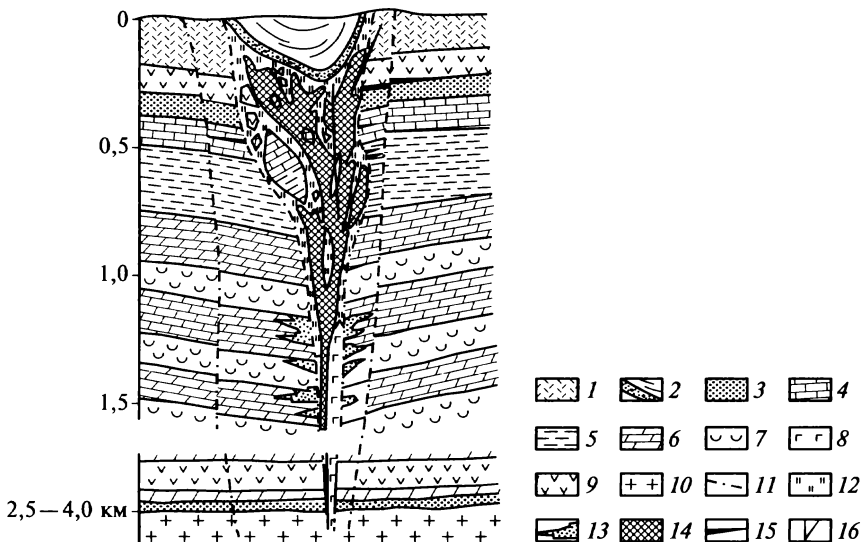


Рис. 6.6. Обобщенная модель строения магнетитового месторождения в магматогенно-эксплозивной трубке зоны тектономагматической активизации Сибирской платформы (по В. И. Синякову, 1994):

1 — туфы (T_1); 2 — тонкослоистая толща вулканомиктовых алевролитов с обломками магнетитовой руды в нижней части («чашечные руды»); 3 — песчаники; 4 — известняки; 5 — аргиллиты и алевролиты; 6 — доломиты; 7 — каменная соль; 8 — сорудные базальтоиды диатремовой ассоциации; 9 — интрузивные долериты триаса; 10 — породы кристаллического фундамента; 11 — тектонические разломы; 12 — метасоматиты рудной зоны; 13 — скарны известковые и магнезиальные; 14 — магнетитовые руды вкрапленной, брекчиевидно-прожилковой и массивной текстур; 15 — пластообразные стратиформные рудные залежи; 16 — крутопадающие рудные жилы

торожения Магнитогорское, Гороблагодатское, Высокогорское (Урал, Россия), Сарбайское, Соколовское (Казахстан), Дашкесанское (Азербайджан), Айрон-Спрингс (США) и др.

К скарновым иногда относят сложные по генезису месторождения, локализованные в взрывных трубках, связанные с вулканическими центрами трапповой формации (Рудногорское, Коршуновское — Ангарская железорудная провинция). На месторождениях выделяются разломные морфогенетические типы рудных залежей: а) крутопадающие столбообразные тела брекчиевых руд в трубках взрыва; б) стратиформные пологопадающие залежи в слоистых карбонатных породах; в) крутопадающие жильные тела; г) пластовые залежи в основании чашеобразных структур (рис. 6.6). Основная масса рудных тел (более 80 % запасов) сосредоточена в трубках взрыва. Размеры их от десятков до сотен метров. На глубине рудные тела суживаются и прослежены до 100 м. Наиболее развиты брекчиевые и вкрапленные руды. Главный рудный минерал — магнетит (до 6 % MgO), второстепенный — гематит. Околорудные изменения проявлены в образовании скарноподобных и более низкотемпературных хлорит-серпентинит-карбонатных метасоматитов.

Разведанные запасы Коршуновского месторождения составляют 260 млн т со средним содержанием железа 27,9 %, серы — 0,02 % и фосфора — 0,2 %.

Общие запасы железных руд Ангарской провинции оцениваются в 4 млрд т.

6.1.2. Марганец

Марганец — важнейший металл черной металлургии, чрезвычайно дефицитный для России. Более 90 % марганца идет в металлургическую промышленность. Добавление марганца (в виде ферромарганца) к железу и стали повышает их вязкость, ковкость и прочность. В цветной металлургии марганец используют для получения прочных сплавов с антикоррозионными свойствами. Кроме того, его применяют в электротехнической, химической, керамической отраслях.

Общие мировые запасы марганцевых руд в 56 странах составляют 15 млрд т, в том числе в ЮАР — 9 млрд т, в Украине — 2,5 млрд т. Добыча марганцевой руды в 26 странах превышает 25 млн т, более половины добывается в ЮАР, Украине, Китае.

К уникальным относят месторождения с запасами более 1 млрд т, к крупным — сотни миллионов тонн, к средним и мелким — десятки миллионов тонн.

Кларк марганца — 0,1 %. Известно более 150 минералов марганца. Промышленное значение имеют пиролюзит, браунит, гаусманит, манганит, вернадит, псиломелан.

Эндогенные обособления марганца не имеют промышленного значения. Уникальные и крупные концентрации связаны с осадочными и в меньшей степени вулканогенно-осадочными формациями. Образование марганцевых месторождений в истории Земли было крайне неравномерно.

Крупнейшая докембрийская марганцеворудная эпоха ознаменовалась интенсивным накоплением осадочных руд, которые впоследствии были метаморфизованы. Вторая крупная эпоха — олигоценовая; с ней связано образование уникальных осадочных месторождений Украины, Грузии. С конца мелового периода формируются коры выветривания, а с эоцена — железомарганцевые конкреции океана.

Основными геолого-промышленными типами марганцевых месторождений являются: 1) осадочные морские; 2) вулканогенно-осадочные; 3) месторождения выветривания. Кроме этого перспективным типом, освоение которого возможно в ближайшем будущем, являются железомарганцевые конкреции абиссальных котловин Мирового океана. Крупные скопления метаморфогенных руд представляют интерес лишь в том случае, когда они подвергаются выветриванию.

В промышленности используют два типа руд. Оксидные руды (пирролюзит, манганит, псиломелан, браунит и др.) осадочного происхождения, оолитового и конкреционного сложения содержат Mn 30—45 %, SiO₂ — 10—18 %, P — не более 0,2 %. Вторичные оксидные руды, образующиеся в процессах выветривания, по составу и свойствам близки первичным. Карбонатные руды менее ценные. Они сложены родохрозитом, манганокальцитом, характеризуются низкими содержаниями марганца (10—25 %) и повышенными количествами кремнезема и фосфора. Выделяются еще силикатно-карбонатные руды, образованные в результате метаморфизма осадочных оксидных и карбонатных руд. В их состав входит родонит, бустамит, родохрозит и др. Руды не поддаются обогащению и в промышленности не используются.

Морские осадочные месторождения содержат 75 % мировых ресурсов марганцевых руд. К этому типу относят уникальные и крупные олигоценовые месторождения Никопольское, Большетокмакское (Украина), Чиатурское (Грузия), меловое Грут-Айленд (Австралия).

Пластовые и линзообразные рудные тела *Никопольского бассейна* средней мощностью 2—4 м прослеживаются в виде широкой (до 2,5 км) прерывистой полосы на 250 км (рис. 6.7). Оксидные и карбонатные руды часто имеют конкреционное строение. Рудоносная кварц-глауконитовая песчано-глинистая формация сложена глинами, глауконитовым песком, известняками и др. Марганцевые руды являются седиментационно-диагенетическими образованиями. На всех месторождениях отчетливо выражена

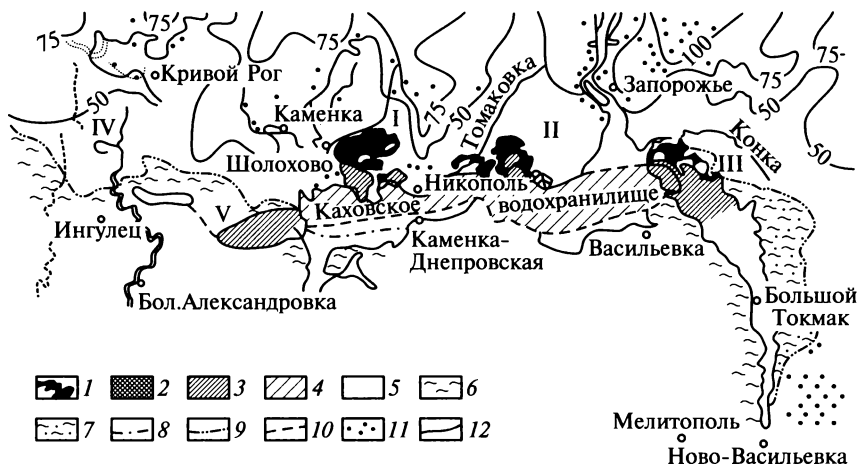


Рис. 6.7. Схема размещения марганцеворудных площадей в Никопольском бассейне (по В. И. Грязнову, 1984):

1—3 — марганцевые руды (1 — оксидные, 2 — оксидно-карбонатные (смешанные), 3 — карбонатные); 4 — площадь, на которой карбонатные руды полностью или частично размыты в четвертичное время; 5 — пойма Днепра, ныне Каховское водохранилище; 6 — глины олигоцена; 7 — песчанистые глины олигоцена; 8 — «островки» олигоценовых отложений; 9 — северная граница олигоценовых отложений; 10 — южная предполагаемая граница накопления карбонатных руд; 11 — выходы кристаллических пород на поверхность и под четвертичные отложения; 12 — изогипсы поверхности докембрийских пород; *рудноносные площади*: I — Западно-Никопольская; II — Восточно-Никопольская; III — Большетокмакская; IV — Ингулецкая; V — междуречье Днепр — Ингулец

фациальная зональность: в прибрежных условиях накапливались оксидные руды, в более глубоководных — карбонаты.

Рудный пласт Никопольского бассейна характеризуется перемежаемостью марганцевых конкреций, линз и стяжений, мощностью от нескольких сантиметров до 4,5 м (в среднем 2—3,5 м), с песчано-алеврит-глинистыми осадками, залегание его почти горизонтальное, местами с падением на юг под углом 5—7°. Количество марганцевых руд, заключенных в глинисто-алевролитовой нерудной массе, достигает 50 масс.%, а среднее содержание марганца 15—25%. Марганцеворудные отложения залегают с размывом на подстилающих породах верхнего эоцена, сложенных алевритами, углистыми глинами и песками или на кристаллических породах фундамента — плагиогранитах, мигматитах и их корах выветривания.

Надрудные отложения — плиоценовые глины, известняки-ракушечники, мергели и четвертичные суглинки общей мощностью от 15 до 80 м. Постмиоценовые эрозионные размывы существенно нарушили первичный характер распространения марганцеворуд-

ных осадков. В настоящее время крупные участки марганцевых руд сохранились только во впадинах кристаллического фундамента.

В пределах полосы месторождений по мере погружения кристаллического фундамента выделяются три рудные латеральные зоны: оксидных, смешанных (оксидно-карбонатных) и карбонатных марганцевых руд (рис. 6.8). Среди разведанных руд этих месторождений соотношение оксидных, смешанных и карбонатных руд равно 25:5:70. Оксидные руды сложены пиролюзитом, псиломеланом, манганитом; карбонатные — преимущественно манганокальцитом, в незначительном количестве родохрозитом. Пласт оксидных существенно пиролюзит-манганитовых руд мощностью 1—5 м приурочен к северным прибрежным окраинам бассейна.

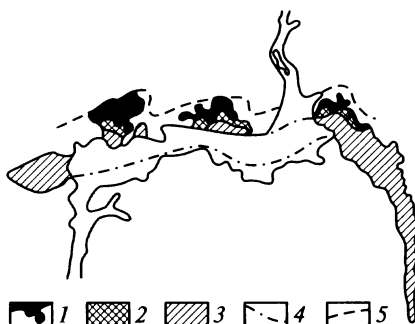
Для России марганец — особо дефицитный металл. Суммарные подтвержденные запасы составляют около 150 млн т (т.е. 4 % от мировых). Месторождения мелкие с низкокачественными труднообогатимыми карбонатными рудами. Среднее содержание марганца в рудах — 20 %. Большая часть месторождений расположена в Кемеровской и Свердловской областях. В основном они представлены вулканогенно-осадочными типами. Имеются перспективы открытия новых месторождений, но крупных объектов не прогнозируется (рис. 6.9).

Вулканогенно-осадочные месторождения связаны с вулканогенно-кремнистыми и доломито-известняковыми комплексами базальтоидных формаций. Это преимущественно палеозойские месторождения оксидных и карбонатных руд незначительные по масштабу. Некоторые из них характеризуются комплексным составом руд: железо — марганец — свинец — цинк — барий (Атасуйские месторождения, Казахстан).

Крупнейшим из российских месторождений является *Усинское* в Кузнецком Алатау. Вулканогенная доломито-известняковая формация нижнего кембрия вмещает согласные рудные тела. Три линзовидные залежи карбонатных руд (манганокальцит, родохрозит) прослеживаются на 4—6 км, при мощности 20—65 м. Запасы составляют около 80 млн т. Наибольшую ценность представляют

Рис. 6.8. Минеральная зональность марганцевых руд Никопольского бассейна (по В. И. Синякову, 1994):

1 — установленные площади распространения оксидных руд; 2 — оксидные и карбонатные руды; 3 — установленные площади распространения карбонатных руд; 4 — предполагаемая граница накопления карбонатных руд; 5 — предполагаемая северная граница накопления оксидных руд



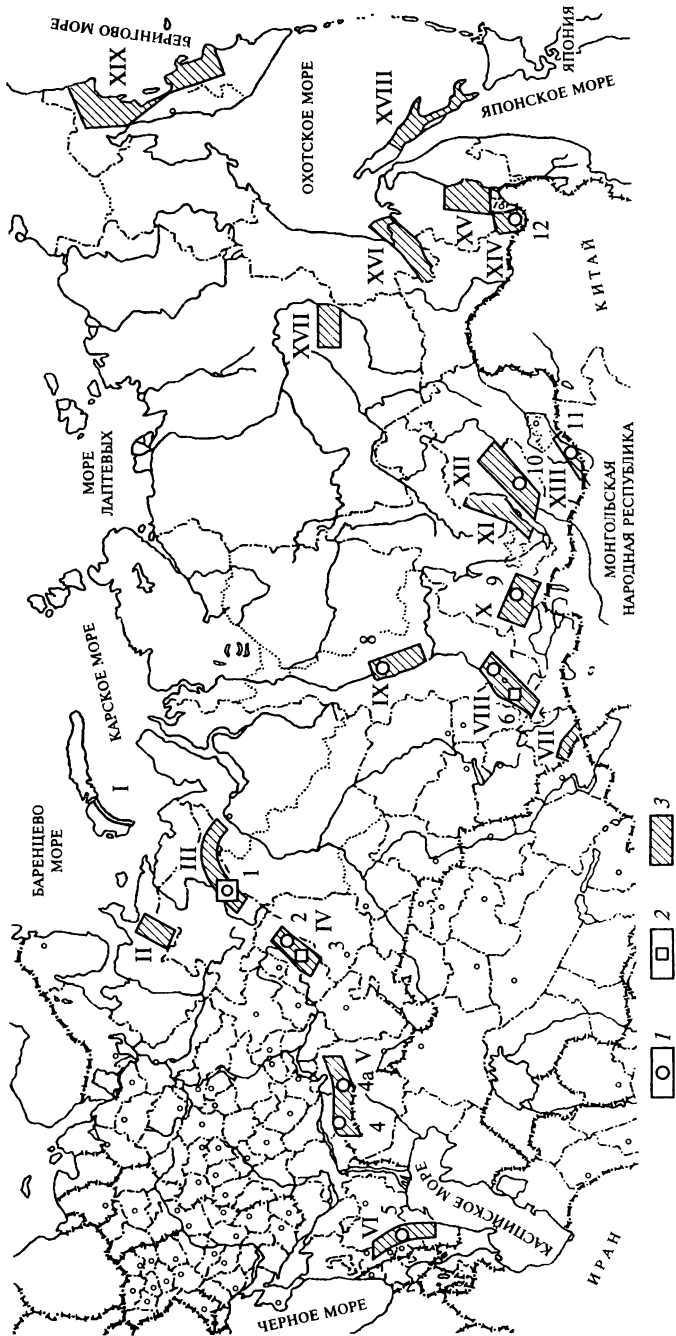


Рис. 6.9. Размещение месторождений марганца и марганцеворудных площадей на территории России (по Л. П. Тигунову, 1994):

1 — месторождения оксидных и окисленных руд; 2 — месторождения карбонатных руд; 3 — перспективные марганцеворудные площади; *месторождения*: 1 — Парнокское; 2 — Тынинское; 3 — Полуночная группа; 4 — Аккермановское; 4а — Петровское; 5 — Усть-Лабинское; 6 — Усинское; 7 — Дурновское; 8 — Порожинское; 9 — Николаевское; 10 — Октябрьское; 11 — Громовское; 12 — Южно-Хинганское; *перспективные площади*: I — Новоземельская; II — Архангельская; III — Полярно-Уральская; IV — Северо-Уральская; V — Южно-Уральская; VI — Северо-Кавказская; VII — Алтайская; VIII — Салаиро-Кузнецкая; IX — Енисейская; X — Восточно-Саянская; XI — Прибайкальская; XII — Забайкальская; XIII — Приаргунская; XIV — Хинганская; XV — Ванданская; XVI — Удено-Шантарская; XVII — Усть-Майская; XVIII — Сахалинская; XIX — Камчатская

←

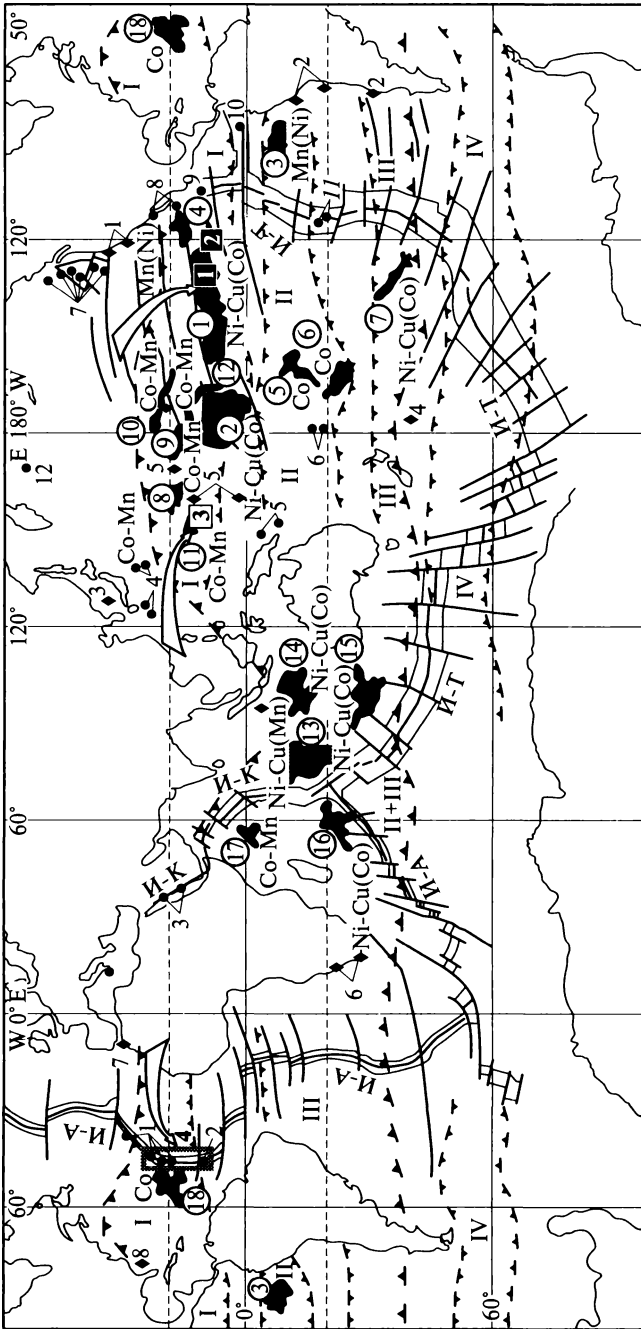
оксидные руды зоны окисления мощностью 70—75 м. К этому же типу относятся месторождения Дурновское (Салаирский кряж) и Кусимовское (Ю. Урал).

Месторождения выветривания образуются по марганецсодержащим метаморфизованным силикатным и карбонатным породам в условиях тропического климата. В этих месторождениях сосредоточено более трети мировых запасов марганца. Марганценозные коры выветривания сложены песчано-глинистыми породами со скоплениями оксидных руд (пирролюзит, псиломелан, манганит и др.). Содержание (%) марганца — 44—48, железа — 4,4, кремнезема — 7—13, глинозема — 3,2 и фосфора — 0,17. Крупнейшим месторождением этого типа является Постмасбург (ЮАР). Крупные месторождения известны в Бразилии (штат Минас-Жерайс), Западной Африке, Индии.

Метаморфогенные (метаморфизованные) марганцевые месторождения представлены марганецсодержащими метаморфическими породами протерозойского возраста — гондитами и кодуритами. Гондиты состоят из кварца, спессартина, брунита, гаусманита, родонита; кодуриты — из калишпата, спессартина и апатита. Эти породы в Индии и Бразилии занимают огромные площади, протяженность марганценозных залежей до 308 км, мощность 3—60 м, среднее содержание Mn 10—20 %.

Промышленного значения эти образования не имеют, однако развивающиеся по ним оксидные руды зоны окисления образуют мощные залежи, которые и разрабатываются.

Железомарганцевые конкреции абиссальных котловин — одна из двух формаций оксидных руд океана. Железомарганцевые конкреции (ЖМК) представляют собой чаще всего эллипсоидальные, дискоидальные, иногда сфероидальные образования диаметром от долей до десятков сантиметров. Они залегают на поверхности дна, обычно наполовину и более погружены в рыхлый осадок. Известны и погребенные конкреции, слои которых располагают-



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12

Рис. 6.10. Карта распространения железомарганцевых, сульфидных и фосфоритовых образований в Мировом океане (по С. И. Андрееву и др., 2007):

I—IV — номера поясов (I — Северный Приэкваториальный, II — Экваториальный, III — Южный Приэкваториальный, IV — Субантарктический); 1 — граница мегапояса океанского железомарганцевого конкрециеобразования; 2 — граница поясов океанского железомарганцевого конкрециеобразования; 3 и 4 — поля распространения железомарганцевых конкреций и корок (цифры в кружках): 1 — Кларион-Клиппертон, 2 — Центрально-Тихоокеанское, 3 — Перуанское, 4 — Калифорнийское, 5 — Пенрин, 6 — Южно-Тихоокеанское, 7 — Менарда, 8 — Уэйк, 9 — Мидпасифик, 10 — Гавайское, 11 — Магеллановых гор, 12 — Лайн, 13 — Центрально-Индоеокеанское, 14 — Западно-Австралийское, 15 — Диамантина, 16 — Мадагаскарское, 17 — Экватор, 18 — Северо-Американское; 5 — скопления океанических сульфидных руд (1 — ТАГ, Мир, Снейк Пит, Брокен Спур, Лаки Страйк, Менез Гвен, 2 — Полярное (Логачев), 3 — Красное море (впадины Атлантик II, Вальдивия, Суакин), 4 — трог Окинава, Идзубоино, 5 — Манус, Вудларк, 6 — трог Лау, 7 — Хуан-де-Фука, хр. Эксплорер, хр. Эндевор, 8 — Калифорнийский залив (Гуаймос), 21° с.ш. ВТП, 9 — 12° с.ш. ВТП, 10 — Галапагос, 11 — 21—22° ю.ш. ВТП, 12 — Командорские острова); 6 — фосфориты (фосфоритовые провинции и области): 1 — Калифорнийская, 2 — Перуано-Чилийская, 3 — Япономорская, 4 — Чатем, 5 — Средне-Тихоокеанская, 6 — Капская, 7 — Марроканская, 8 — Атлантическая; 7 — осевая зона и центральный рифт срединно-океанического хребта: И-Т — Индо-Тихоокеанское звено, И-А — Индо-Атлантическое звено, И-К — Индо-Красноморское звено мировой системы срединно-океанических хребтов; 8 — месторождение ЖМК, заявка России (Кларион-Клиппертон, Тихий Океан); 9 — месторождение ЖМК, СО ИНТЕРОКЕАНМЕТАЛЛ доля участия России (Кларион-Клиппертон, Тихий океан); 10 — потенциальное месторождение КМК, будущий заявочный объект России (Магеллановы горы, Тихий океан); 11 — район региональных работ на глубоководные полиметаллические сульфиды (САХ, 11—34° с.ш.)



ся в осадочных породах морского дна на глубине в несколько сотен метров среди отложений юрского, мелового, палеогенового, миоценового, плиоцен-плейстоценового возраста.

Конкреции имеют концентрическое строение: на ядрах (обломках горных пород, фаунистических остатках, обломках ранее сформированных и разрушившихся конкреций и др.) последовательно нарастают слои рудной оболочки. Они сложены слабокристаллизованными гидроксидами железа и марганца с примесью глинистого, обломочного, органогенного материала. В кристаллической фазе преобладают минералы марганца: вернадит, тодорокит, бузерит, асболан и др. Среди железистых минералов наиболее развиты гётит, фероксигит, ферригидрит. Большая часть перечисленных минералов кристаллизуется из первично отложенных аморфных гидроксидов в процессе диагенетических преобразований.

Содержания металлов в конкрециях весьма изменчивы. Практический интерес представляют главные элементы — Mn, Ni, Cu, попутные — Co, Mo, Te, Tl, Bi, Rb, Hf, V, Zr, благородные металлы — Au, Ag, Pt и некоторые редкоземельные элементы.

ЖМК развиты на обширных площадях глубоководных котловин Мирового океана. Основная масса рудных скоплений размещается в интервале от 35° с. ш. до 42° ю. ш., образуя единый планетарный пояс, протягивающийся вдоль экватора через Тихий, Индийский и Атлантический океаны (рис. 6.10). В пределах пояса выделяются рудные провинции, приуроченные к крупным морфоструктурам дна — участкам глубоководных котловин. В Тихом океане наиболее важными в промышленном отношении являются провинции Кларион-Клиппертон, Калифорнийская, Центрально-Тихоокеанская и др. Всего в Мировом океане выделено 26 конкреционных объектов, характеризующихся различной площадью, продуктивностью, содержаниями металлов. Фонд прогнозных ресурсов ЖМК в Мировом океане оценивается в 30—40 млрд т сухой массы. Наиболее перспективной и детально изученной является провинция Кларион-Клиппертон. Эта провинция в 1987 г. Международным Органом по морскому дну при ООН разделена на отдельные участки (месторождения) между странами, внесшими наиболее существенный вклад в поисково-разведочные работы. Лицензия на один из таких участков выдана России.

6.1.3. Хром

Хром открыт в 1797 г. французским химиком Л. Вокленом. Хромиты впервые обнаружены на Урале. В начале XIX в. хромиты использовались как огнеупоры и в химической промышленности. В конце XIX в. хром стал применяться как легирующий металл. Основной потребитель хромитовых руд — черная металлургия, около 10 % используется для изготовления огнеупоров, 5 % — в химической промышленности. Хром повышает вязкость, твердость и антикоррозионные свойства стали. Он необходим для производства нержавеющей сталей, инструментальных сплавов, антикоррозионных покрытий.

Подтвержденные запасы в 300 месторождениях 32 стран составляют 2,6 млрд т хромитов; 83 % запасов сосредоточено в ЮАР, 7 % — в Казахстане, 3 % — в Зимбабве. Ежегодное производство товарной руды — около 15 млн т. Уникальные месторождения обладают запасами в сотни миллионов тонн; крупные и средние — в десятки миллионов тонн, мелкие — единицы тонн. Руды сложены хромитами — хромшпинелидами переменного состава.

Кларк хрома — 0,0083 %, повышенное содержание хрома характерно для ультраосновных (0,2 %) и основных (0,02 %) пород. Известно 25 минералов хрома, промышленными являются хромшпинелиды — хромиты, формула которых $(Mg, Fe)O \cdot (Cu, Al, Fe)_2O_3$. Состав хромитов изменчив (масс.%): Cr_2O_3 — 18—65; MgO — до 16; FeO — до 18; Fe_2O_3 — до 30; Al_2O_3 — до 33. Присутствуют также Ti , Mn , V , Ni , Co и др. В зависимости от содержания основных

компонентов выделяется три разновидности хромитов: магнохромит $(\text{Mg, Fe})\text{Cr}_2\text{O}_4$; алюмохромит $\text{Fe}(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$; хромпикотит $(\text{Mg, Fe})(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$. В виде изоморфной примеси хром присутствует в хромдиопсиде, хромвезувиане, уваровите, фуксите и других минералах, часто сопровождающих хромиты.

К промышленным рудам относят сплошные и густовкрапленные хромиты с высоким содержанием Cr_2O_3 и благоприятным отношением $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$. Выделяются три типа руд. Наиболее высококачественные — металлургические руды, используемые для производства феррохрома, содержат 50—52 % Cr_2O_3 и отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO} > 2,5$. Химический тип руд — среднехромистый с повышенной глиноземистостью, содержит более 36 % Cr_2O_3 и Fe_2O_3 — не более 14—16 %. Огнеупорные хромитовые руды должны содержать Cr_2O_3 32—33 % и отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO} < 2,5$.

Материнской для промышленного хромитового оруденения является только дунит-гарцбургитовая группа формаций, при этом хромиты локализуются в максимально насыщенных оливином дунитах. Хромитовые месторождения образовывались во все эпохи от архея до кайнозоя. При этом на докембрий приходится более 60 % мировых запасов, на палеозой — 30 %. Многочисленные месторождения мезозойского и кайнозойского возраста уступают докембрийским и палеозойским по масштабам и практической значимости. Выделяется три геолого-промышленных типа месторождений: раннемагматические; позднемагматические; россыпные (промышленное значение их несущественно).

Раннемагматические месторождения представлены пластообразными телами хромитовых руд в стратифицированных массивах ультраосновных пород, сформированных в областях активизации платформ. Это ведущий тип хромитовых месторождений, на его долю приходится почти 82 % мировых запасов. Раннемагматические хромитовые месторождения образовывались при кристаллизационной дифференциации материнской магмы основного состава. Они приурочены к крупным силлообразным (Кеми в Финляндии, Стилутер в США, Берд-Ривер в Канаде, Джакурики-Валли в Бразилии) или воронкообразным (Бушвельд в ЮАР, Великая Дайка в Зимбабве, Маскок в Канаде) расслоенным массивам ультраосновных — основных пород среди гранитов и гнейсов, слагающих докембрийские кратоны. В строении массивов участвуют дуниты, пироксениты, нориты, анортозиты и габбро. Непосредственно рудовмещающими чаще всего являются перидотиты или их серпентинизированные разновидности, иногда — анортозиты и пироксениты.

Все хромитоносные массивы имеют докембрийский, чаще всего архейский возраст (Великая Дайка, Стилутер, Берд-Ривер и др.), реже раннепротерозойский (Бушвельдский комплекс) или среднепротерозойский (например, Маскок). Месторождения представ-

лены пластообразными, выдержанными по латерали и относительно маломощными телами хромитовых руд, которые обычно располагаются в нижней части интрузивов и залегают согласно по отношению к элементам магматической расслоенности.

Бушвельдский массив (ЮАР) может служить классическим примером раннемагматических месторождений. Он представляет собой грандиозный лополит размером 460×250 км. В массиве снизу вверх выделены: зона закалки (350 м, нориты); базальная зона (1 500 м, нориты, перемежающиеся с перидотитами); критическая зона (1 000 м, нориты с прослоями пироксенитов и анортозитов); главная зона (3 500 м, габбро-нориты); верхняя зона (200 м, габбро-диориты). Хромитовые руды сосредоточены в пироксенитах и анортозитах критической зоны.

Вкрапленные и массивные хромитовые руды образуют параллельные пластообразные залежи мощностью от 0,2 до 1,8 м. Число таких пластов достигает 25 (рис. 6.11). Они прослеживаются на десятки километров при очень устойчивой мощности. Наибольшее значение имеет пласт Стилпоорт мощностью 1,1—1,2 м, прослеженный по простираю на 72 км. Он представляет собой одно из крупнейших месторождений хромита в мире. Запасы его оцениваются в 0,5 млрд т хромита с содержанием: 44,3 % Cr_2O_3 ; 16,1 % Al_2O_3 ; 24,6 % $\text{Fe}_{\text{общ}}$; 11,2 % MgO ; 2,3 % SiO_2 . Хромиты нижних пластов характеризуются более высоким качеством. Подтвержденные запасы месторождений Бушвельдского комплекса оцениваются в 1 780 млн т руды с содержанием 46—47,6 % Cr_2O_3 ; $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 1,6$.

Подобное строение имеют месторождения комплекса Великой Дайки в Зимбабве, руды которых относятся к металлургическому типу.

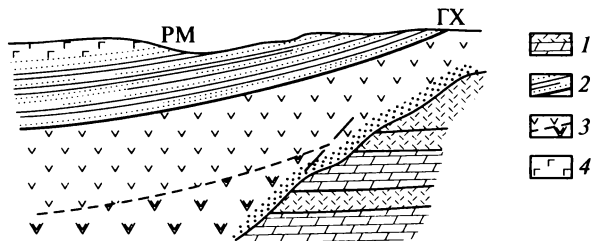


Рис. 6.11. Схема залегания хромитовых горизонтов в Критической зоне Бушвельдского лополита (составлено по Ю. Камерону):

1 — вмещающие породы преторианской серии; 2 — базальная зона пироксенитов, перидотитов, норитов; 3 — критическая зона норитов и пироксенитов с хромитовыми горизонтами; 4 — главная зона габбро, норита и анортозита; ГХ — главный хромитовый горизонт; РМ — риф Меренского

Позднемагматические месторождения локализованы в ультраосновных массивах складчатых поясов. Месторождения связаны с поясами дунит-гарцбургитовых массивов офиолитовых серий. Они локализуются в глобальных линейных поясах на границах складчатых областей с платформами, во внутренних частях складчатых областей, в более мелких поясах. Рудоносные массивы формируются в период океанического рифтогенеза. Возрастной диапазон образования месторождений — архей — кайнозой. Хромитоносные массивы часто представлены лакколитами и факолитами, реже штокообразными телами. Обычно они обладают зональностью: наиболее продуктивные дуниты и гарцбургиты залегают на глубине, лерцолиты и пироксениты — на верхних горизонтах. Соответственно этому высокохромистые металлургические хромиты — в глубоких горизонтах; высокоглиноземистые, огнеупорные — в верхних. Общая мощность зоны оруденения — 2—4 км. Рудные тела имеют форму уплощенных линз, а также жилообразных, гнездообразных тел. Данный тип месторождений дает промышленные высококачественные руды. Главная хромитоносная провинция в России и Казахстане — Урал, где известно 25 районов, в которых производится добыча. Наиболее крупные месторождения этого типа расположены в пределах Кемпирсайского массива (Ю. Урал, Казахстан).

Кемпирсайский массив находится в пределах Уралтауского мегантиклинория, сложенного докембрийскими и нижнепалеозойскими отложениями. Массив в субмеридиональном направлении вытянут на 82 км, ширина в плане значительно меняется: от 0,6 км на севере до 16 км в центральной части и 31,6 км на юге. Общая площадь массива 920 км² (рис. 6.12).

Северная часть массива залегает в основном согласно с контактом верхнепротерозойских отложений висячего бока и ордовикских лежачего бока. Вмещающими породами южной части массива являются кембрийские амфиболиты. По геофизическим данным, массив в южной части имеет форму лакколита, мощность его в юго-восточной части 16 км, а в западной до 6—8 км. Время внедрения массива определено 404—380 млн лет. В южной части массива выявлено три сводовых поднятия, разделенных депрессиями, в которых сохранились полосы ксенолитов пород кровли.

Массив сложен лерцолитами, перидотитами, гарцбургитами, дунитами, троктолитами и другими типами пород, отличающихся степенью серпентинизации.

Хромитовые руды располагаются во многих частях массива, на разных глубинах от поверхности. Рудные тела неодинаковы по размеру, а слагающие их руды — по качеству. В пределах массива выделено четыре рудных поля, в которых сосредоточено около 160 месторождений и рудопроявлений.



Рис. 6.12. Схема геологического строения хромитоносного Кемпирсайского массива (по Н. В. Павлову и И. И. Горгорьеву):

1—4 — вмещающие кремнистые и карбонатные породы (1 — девона, 2 — силура, 3 — ордовика, 4 — протерозоя); 5 — габбро-амфиболиты; 6—8 — серпентинизированные породы (перидотиты и дуниты, гарцбургиты); 9 — контур массива ультраосновных пород; 10 — стратиграфические границы; 11 — границы комплексов ультраосновных пород; 12 — оси сводовых поднятий; 13 — оси межсводовых опусканий; 14 — контур проекции подводящего канала; 15 — тектонические нарушения; 16 — направление падения контактов интрузива; 17, 18 — месторождения хромитов (17 — крупные, 18 — средние)

Все промышленные месторождения высокосортных хромитовых руд сосредоточены в Юго-Восточном поднятии в пределах Главного рудного поля: Миллионное, Первомайское, Алмаз-Жемчужина, Молодежное «им. 40-летия Казахстана» и др. Породами, вмещающими крупные хромитовые залежи, являются дуниты. Формы рудных тел — линейно-вытянутые жилоподобные линзы, изометричные линзы и столбообразные залежи. Глубина залегания — от близповерхностных до 1 200 м. Размеры рудных тел по простиранию от нескольких десятков метров до 1,5 км, мощность от нескольких метров до 150 м. Количество рудных тел в месторождениях различно: на Молодежном месторождении — одно крупное рудное тело; Алмаз-Жемчужине — 5, «им. 40-летия Казахстана» — 15, Миллионном — 99. Рудные тела всех месторождений разбиты субширотными сбросами.

Руды сложены магnoxромитом, в меньшем количестве присутствуют алюмохромит, оливин, серпентин, встречаются хромдиоксид, хромактинолит, хлориты, уваровит, сульфиды и другие

минералы. По химическому составу руды Южно-Кемпирсайского месторождения относят к высокосортным с низким содержанием оксидов железа и кальция, серы и фосфора. В массивных хромитовых рудах содержится (%): Cr_2O_3 — 55—63; Al_2O_3 — 8—15; MgO — 10—30. Отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO} > 4$. Хромитовые руды содержат платину и палладий.

Сарановское месторождение находится на Среднем Урале, в Чусовском районе. Оно приурочено к Сарановскому хромитово-носному массиву, представляющему габбро-норит-гарцбургитовую формацию. Массив протягивается на 1 700—1 800 м при средней ширине около 200 м (максимальная ширина 400 м) и занимает площадь 0,22 км².

По данным Н. В. Павлова, И. И. Григорьевой, Сарановский массив располагается в западном крыле Центрально-Уральского поднятия и находится во внешнем поясе ультрабазитов Урала. Своим возникновением он обязан каледонской активизации субмеридиональных разломов внутри протерозойского фундамента. Зона, в которой размещен массив, лежит за пределами эвгеосинклинальных структур Урала и относится к миогеосинклинальной области, характеризующейся наличием жесткого фундамента.

Массив залегает среди кварц-сланцевых сланцев верхнепротерозойского возраста. По форме он представляет собой моноклинальное согласное тело, круто падающее на восток. На глубине 300—400 м, по данным бурения, из крутопадающего залегания (80—85°) он постепенно переходит в более пологое (40—30°).

Собственно рудоносная зона шириной 40—45 м состоит из трех параллельных жилообразных рудных тел: Западного, Центрального и Восточного (рис. 6.13). Западное тело прослежено на 910 м при средней мощности 7 м. Центральное имеет протяженность 1 200 м и мощность 10—14 м. Восточное протягивается на 1 100 м, мощность его 2 м. На глубине обнаружены многочисленные мелкие рудные тела протяженностью в десятки метров и мощностью до 1,5 м. Рудные тела разбиты разломами и пересечены дайками габбро-диабазов и диабазовых порфириров.

Рудные тела сложены массивными и густо вкрапленными хромитами. Руды содержат (масс.%): Cr_2O_3 — 37—38; MgO — 12—13; Fe_2O_3 — 5—7; Al_2O_3 — 18—19, а также титан, ванадий, платиноиды. По качеству руды относятся к огнеупорному и химическому типам.

По геотектонической позиции и другим параметрам Сарановский массив занимает промежуточное положение между формациями платформенных и геосинклинальных областей. Это обстоятельство отразилось на особенностях состава руд, морфологии рудных тел и др.

Промышленные месторождения позднемагматического типа известны в Турции, Греции, Албании, на Филиппинах и Кубе.

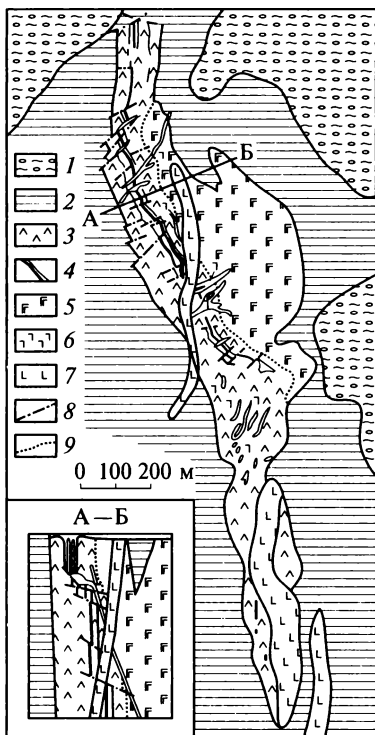


Рис. 6.13. Схематическая геологическая карта Северного Сарановского хромитового массива (составлено по материалам Сарановской ГРП):

1 — делювиальные валунчато-глинистые отложения; 2 — сланцы кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, эпидот и актинолит-хлоритовые и др.; 3 — апоперидотитовые серпентиниты; 4 — хромитовые рудные тела; 5 — габбро-нориты; 6 — диабазы метаморфизованные; 7 — габбро-диабазы; 8 — тектонические нарушения; 9 — граница между перидотитами и габбро-норитами

Позднемагматические месторождения содержат около 15 % мировых подтвержденных запасов, но дают почти 50 % добычи.

Элювиально-делювиальные россыпи хромитов образуются при выветривании коренных магматических месторождений. Они встреча-

ются на Урале (валунчатые руды Сарановского месторождения, элювиальные россыпи Алапаевского и Варшавского месторождений, порошокатые руды кор выветривания Южно-Кемпирсайского района), а также на Кубе, Филиппинах, в Новой Каледонии и Зимбабве. Прибрежно-морские россыпи установлены на побережьях штата Орегон в США, в Турции и Албании, на Сахалине и на востоке Камчатки.

6.1.4. Титан

Титан открыт в 1791 г. английским химиком У. Грегором, чистый металл получен Д. К. Кирилловым в 1875 г. Широкое применение как металл, обладающий уникальными свойствами, титан приобрел лишь в середине XX в., и в настоящее время его годовое производство составляет более 4 млн т. Температура плавления (1725 °С) выше, чем у железа и никеля, а плотность — почти вдвое меньше. Титан отличается высокой прочностью и коррозионной стойкостью.

Титановые сплавы применяют как конструктивный металл в космической технике, авиационной, автомобильной, судостро-

ительной, медицинской отраслях промышленности, железнодорожном транспорте, в цветной металлургии, где они надежно и длительно эксплуатируются во многих агрессивных средах в диапазоне температур от сверхнизких до 500—600 °С и выше. Главнейшее значение имеют титанованадиевые сплавы, отличающиеся высокой прочностью, ковкостью и свариваемостью. Однако львиную долю (90—95 %) добываемого диоксида титана используют для производства пигментного диоксида стойких титановых белил, пластмасс и в целлюлозно-бумажной промышленности.

Титан по распространенности в земной коре занимает 9-е место; его кларк равен 0,45 %, в ультраосновных породах — 0,03, в основных — 0,90, в кислых — 0,23 %. Титан характеризуется отчетливо проявленными литофильными свойствами. Он рассеивается в магнезиально-железистых силикатах и концентрируется в габбро, горнблендитах и пироксенитах, а также в щелочных породах агапитового ряда.

Известно около 70 минералов титана. Промышленное значение имеют ильменит FeTiO_3 (31,6 %), рутил TiO_2 (60 %), а также анатаз. При достаточно крупном размере зерен ильменита (более 0,3 мм) он может извлекаться из титаномагнетита. Лейкоксен и лопарит $(\text{Na}, \text{Ce})\text{TiO}_3$ (26,6 % Ti) также являются источниками промышленного получения титана.

В качестве потенциальных источников рассматриваются сфен, титаномагнетит, перовскит.

Общие запасы TiO_2 в 20 зарубежных странах оцениваются в 420 млн т (3/4 — ильменита, 1/4 — рутила). Около 90 % этих запасов сосредоточено в Украине, Бразилии, ЮАР, Австралии, Индии, Китае, Норвегии и Канаде. Россия занимает одно из ведущих мест в мире по количеству разведанных запасов и прогнозных ресурсов (рис. 6.14). Однако подготовленных для рентабельного освоения месторождений практически нет. Производство титановых концентратов в зарубежных странах составляет 5,2 млн т (в том числе 88 % ильменитового и 12 % рутилового концентратов). Основные производители титанового концентрата — Австралия, ЮАР, Канада и Норвегия. В Австралии, США, Индии и Японии производят синтетический рутил из ильменита. Производство металлического титана налажено в России, США, Великобритании и Японии. Уникальные коренные месторождения обладают запасами более 50 млн т, крупные — от 30 до 50, средние — от 10 до 30, мелкие — менее 10 млн т диоксида титана. Для россыпных месторождений порядок цифр вдвое меньше. В промышленных рудах коренных месторождений содержание TiO_2 должно превышать 10 %; в россыпях должно быть более 10 % ильменита или 1,5 % рутила. Вредными примесями являются сера и фосфор, для производства белил — хром.

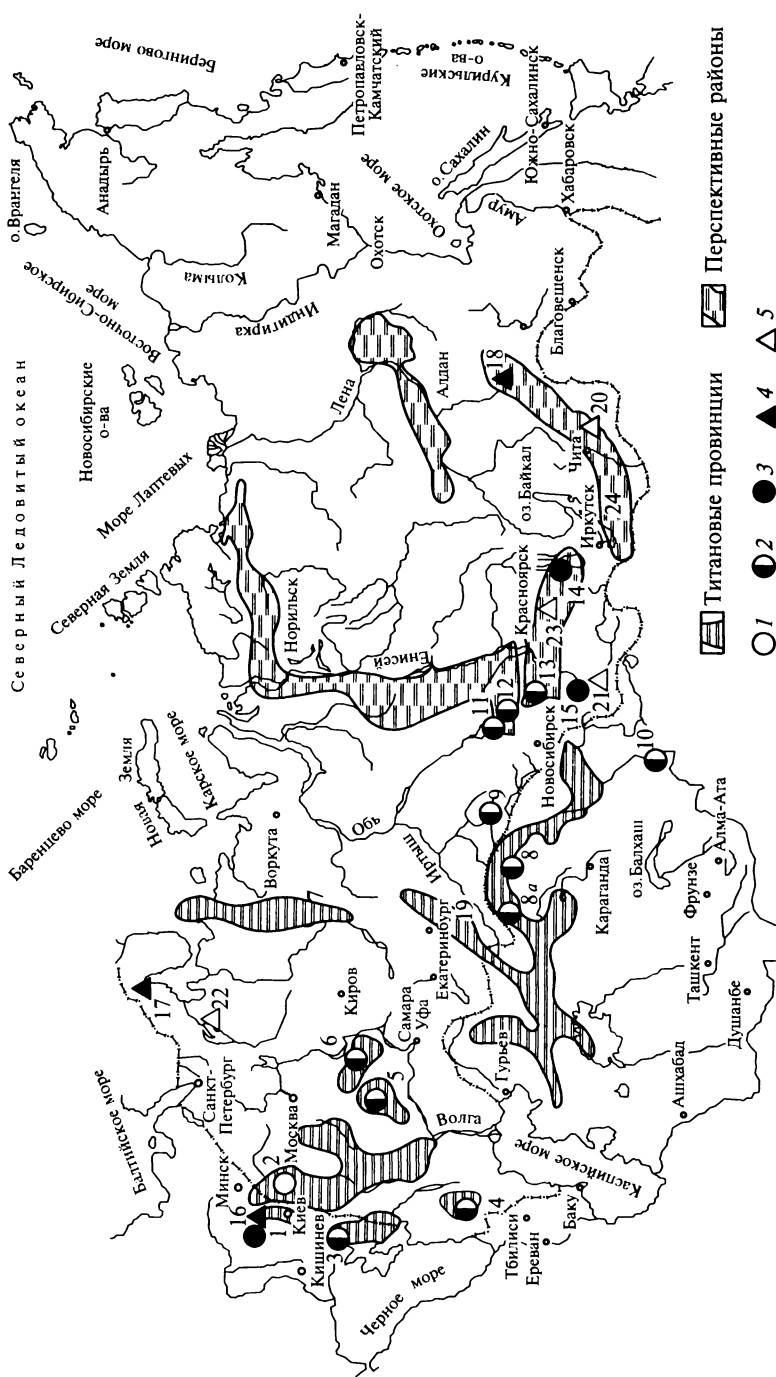


Рис. 6.14. Размещение основных титаноносных провинций и месторождений титана России и других стран СНГ (по Л. З. Быховскому, Л. Б. Зубкову):

россыпные месторождения: 1 — ильменитовые и лейкоксеновые; 2 — ильменит-рутил-циркониевые; 3 — ильменит-рутил-циркониевые с фосфатами (1 — Иршинская группа, 2 — Унечское, 3 — Малышевское и Волчанское, 4 — Бешпагирское, 5 — Центральное, 6 — Лукояновское, 7 — Ярегское, 8 — Обуховское, 8а — Шокашское, 9 — Тарское, 10 — Кара-Откельское, 11 — Георгиевское, 12 — Туганское, 13 — Борисово-Павлодарское, 14 — Тулунское, 15 — Николаевское); *коренные месторождения:* 4 — апатит-ильменитовые; 5 — титаномагнетит-ильменитовые (16 — Стремигородское, 17 — Гремяха-Вырмес, 18 — Большой Сейим, 19 — Медведевское, 20 — Кручининское, 21 — Харловское, 22 — Пудожгорское, 23 — Мало-Тагульское, 24 — Слюдянское)



Среди промышленных месторождений титана выделяют магматические, вулканогенно-осадочные, россыпные, выветривания и метаморфические.

Магматические месторождения титана связаны исключительно с интрузиями основных и реже щелочных пород. В гранитоидах, а также в эффузивных породах кислого и основного состава титановые минералы не образуют промышленных скоплений. Большинство известных крупных коренных месторождений титаномагнетитовых и ильменитовых руд сосредоточено в пределах древних платформ или областей развития докембрийских образований, где они приурочены к сложно дифференцированным интрузивам габбро-перидотитовой формации. Громадные массивы габбро, габбро-анортозитов, анортозитов и других основных и ультраосновных пород, заключающие мощные обособления позднемагматических вкрапленных и массивных титаносодержащих магнетитовых руд, часто располагаются вдоль линейно вытянутых зон и, по видимому, связаны с протяженными и сложными разломами. Большинство рудоносных интрузивов относятся к раннепротерозойскому возрасту.

Основные типы титаноносных магматических формаций: а) формация дифференцированных габбро и норитовых пород (Бушвелльд); б) анортозитовая; в) габбро-анортозитовая с гранитами рапакиви (Волинский тип, Украина); г) габбро-диорит-диабазовая и габбро-пироксенит-дунитовая формации офиолитовой серии (Гусевогорское месторождение, Урал); д) агаитовые нефелиновые сиениты центрального типа (Ловозерский массив); е) карбонатитовая.

Наиболее крупные магматические месторождения титана образовались в *раннем протерозое*. Это прежде всего ильменит-магнетитовые и ильменит-гематитовые месторождения в массивах *анортозитовой формации*. Крупные и огромные пластовые тела

(площадь выходов — тысячи квадратных километров) распространены по окраинам кристаллических щитов. Особенно значительное развитие рудоносные интрузивы получили на Балтийском и Канадском щитах. Преобладающие анортозиты ассоциируют с норитами, габбро-норитами и габбро. В рудоносных анортозитах преобладают основной андезин и кислый лабрадор, встречается калишпат. Темноцветные представлены ромбическим, реже — моноклинным пироксеном. Руды ильменитовые, гематит-ильменитовые, ильменит-магнетитовые, рутил-ильменитовые, нередко с апатитом и сульфидами.

Одним из примеров может служить *габбро-анортозитовая формация с гранитами рапакиви* Волынского типа. Она также представлена дифференцированными интрузивами основного состава в виде пластовых межформационных тел. Один из них — позднепротерозойский *Коростеньский плутон* — пластообразный, площадью около 5 000 км² сложен рапакиви, лабрадоритами, габбро-норитами. Ильменитовое (с апатитом) оруденение приурочено к изометричным или неправильным по форме габброидным интрузивам штокообразного вида, в продольном вертикальном сечении имеющим конусообразную форму. Попутные компоненты — ванадий, скандий. На глубину рудная минерализация прослеживается на сотни метров. На поверхности оруденелых габброидов развита мощная кора выветривания.

Месторождения *Бушвельдского массива* относятся к числу крупнейших. Грандиозный лополит протерозойского возраста в основании Верхней анортозитовой зоны содержит 21 пласт ванадистых титаномагнетитовых руд, мощность которых от нескольких сантиметров до 9 м. По простиранию рудные пласты, залегающие согласно со стратификацией вмещающих пород, прослеживаются на многие десятки километров. Содержание железа в рудах колеблется от 51 до 60 %, титана — 12—20 %. Содержание ванадия закономерно уменьшается в верхних пластах по сравнению с нижними.

Месторождение Лак-Тюо (Канада) обладает запасами в 125 млн т. Оно дает около 80 % добычи ильменитовых концентратов Канады, содержащих 35 % TiO₂ и 40 % Fe. Три пластообразных рудных тела залегают в анортозитовом массиве согласно со структурой расслоенности. Массив имеет овальную форму размером 150 × 50 км. Главное рудное тело площадью 1 км² имеет мощность до 90 м. Богатые руды сложены ильменитом (75 %) и гематитом (25 %). В рудах присутствуют сульфиды (пирит, халькопирит, пирротин), полевые шпаты, пироксен, иногда биотит. В богатых рудах содержание TiO₂ — 32—36 %, Fe — 39—43 %. Месторождение относится к позднемагматическим образованиям, остаточный рудный расплав накапливался в магматическом очаге и внедрялся в тектонически ослабленные зоны анортозитовых пород.

Большая часть магматических месторождений *палеозойского возраста* связана с габбро-диорит-диабазовой формацией. Она рассматривается как интрузивный гипабиссальный эквивалент диабазовых формаций офиолитовых серий. Массивы часто представлены пластовыми залежами, силлами однородного состава со слабо проявленной дифференциацией. Габбро, габбро-диабазы, габбро-порфириды, диабазы, диориты и другие породы обычно вместе с вмещающими толщами сильно деформированы, метаморфизованы вплоть до амфиболитов.

Прежде всего заслуживают внимания ильменит-титаномагнетитовые месторождения уральского типа (Кусинское, Копанское, Медведевское). Габбровые и габбро-диабазовые массивы западного склона образуют цепочку тел длиной 15—20 км, мощностью 0,3—1,5 км, протяженностью свыше 100 км.

Кусинское месторождение кембрийского возраста приурочено к интрузиву длиной 15 км и шириной 0,3—0,8 км. Массив расчленен, в его составе — габброиды с подчиненным количеством пироксенитов, анортозитов габбро-пегматитов и рудные тела. Породы метаморфизованы, превращены в амфиболиты, горнблендиты. В центральной части интрузива располагаются четыре рудных горизонта — линзовидные тела сплошных и вкрапленных руд. Протяженность их от 180 до 2 500 м, мощность от 2—3 до 8 м. Ильменит-магнетитовые руды содержат 6—7 % TiO_2 .

Медведевское месторождение находится в Кусинском районе с хорошо развитой инфраструктурой. Приурочено к массиву габброидных пород, в которых выявлены две рудные зоны с ильменитом и титаномагнетитом, запасы руд значительные. Содержание TiO_2 в рудах от 6,6 до 8,25 %, среднее — 7,1 %.

Большой Сейим — крупное перспективное месторождение в Амурской области. На месторождении выявлено две рудные зоны: Восточная и Западная — субмеридионального и северо-восточного простирания. Среднее содержание TiO_2 — 11 %.

Гусевогорское и подобное ему *Качканарское месторождения* приурочены к двум обособленным телам пироксенитов среди габбро, слагающих единый Качканарский габбро-пироксенитовый массив. В массиве отчетливо проявлена первичная расслоенность (сверху вниз): габбро — диаллагиты — оливковые пироксениты и перидотиты. Промышленные руды приурочены к диаллагитам, в габбро отмечается небольшое количество сульфидов меди и апатит. Оруденение представлено протяженной (около 8 км) и мощной (до 3 км) зоной вкрапленных руд, включающих шпильчатый титаномагнетит. Структуры и текстуры руд полностью соответствуют структурам и текстурам вмещающих пород. Основным рудным минералом является ванадийсодержащий титаномагнетит. Реже встречаются ильменит, пирит, халькопирит, борнит, пирротин, пентландит, апатит и единичные зерна самородных платины и золота.

Содержание Fe в рудах 14—34 %, в среднем 16,6 %, V_2O_5 — 0,05—0,31 %, TiO_2 — 0,8—2,0 %.

Среди месторождений палеозойского возраста важную роль для России играют месторождения *Ловозерского массива* агпайтовых нефелиновых сиенитов. В настоящее время это единственный источник титановой продукции в России. Массив центрального типа, как и подобные ему, сформировался в зоне тектономагматической активизации древнего щита. Овальный в плане массив, занимающий площадь 300 км², имеет в вертикальном разрезе воронкообразную форму. Массив сложен тремя последовательно сформировавшимися комплексами пород: пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами, стратифицированными породами ряда люявриты — фойяиты — уртиты и прорывающими и частично перекрывающими их эвдиалитовыми люявритами (рис. 6.15).

Рудоносные породы стратифицированного комплекса представлены пологозалегающими горизонтами — слоями лейкократовых (фойяиты), мезократовых (уртиты, ювиты) и меланократовых (люявриты, малиньиты) щелочных пород, которые, закономерно переслаиваясь, образуют устойчиво повторяющиеся ритмы. В пределах последних от верхних слоев к нижним увеличивается содержание темноцветных компонентов (щелочных пироксенов, амфиболов) и акцессорных минералов, в частности лопарита. Он концентрируется в нижних частях наиболее меланократовых слоев ритмов в породах люявритового и малиньитового составов. В этих породах его количество достигает 5—10 %. В результате возникают своеобразные рудные тела — маломощные (от 0,4—0,5 до 1—2 м) «пласты», которые протягиваются через весь массив. Минеральный состав рудных пластов: нефелин, калинатровый полевой шпат, эгирин, щелочной амфибол, содалит, цеолиты, и акцессорных пластов: лопарит, виллиомит, апатит, эвдиалит, рамзаит, мурманит-ломоносовит, сфен, магнетит, пирит, пирротин. Лопарит — комплексное сырье, из него извлекают Ta, Nb, TR_{Ce}, Ti.

Вулканогенно-осадочные месторождения не типичны для титана, а те объекты, которые относятся к этой группе, весьма условно можно назвать вулканогенно-осадочными даже по формальным позициям.

Месторождение Нижний Мамон приурочено к титаноносным вулканогенно-осадочным образованиям на юге Воронежской области в районе с. Нижний Мамон. Месторождение сложено осадочными и вулканогенно-осадочными породами палеозоя, мезозоя и кайнозоя, согласно залегающими на докембрийском фундаменте. Отложения ястребовского горизонта девонского возраста имеют мощность от нескольких до 35 м. Глубина залегания 50—70 м. Общая протяженность находящихся в его составе вулканогенно-осадочных пород составляет примерно 100 км при ширине 20—40 км. Основное направление их простирания совпадает с

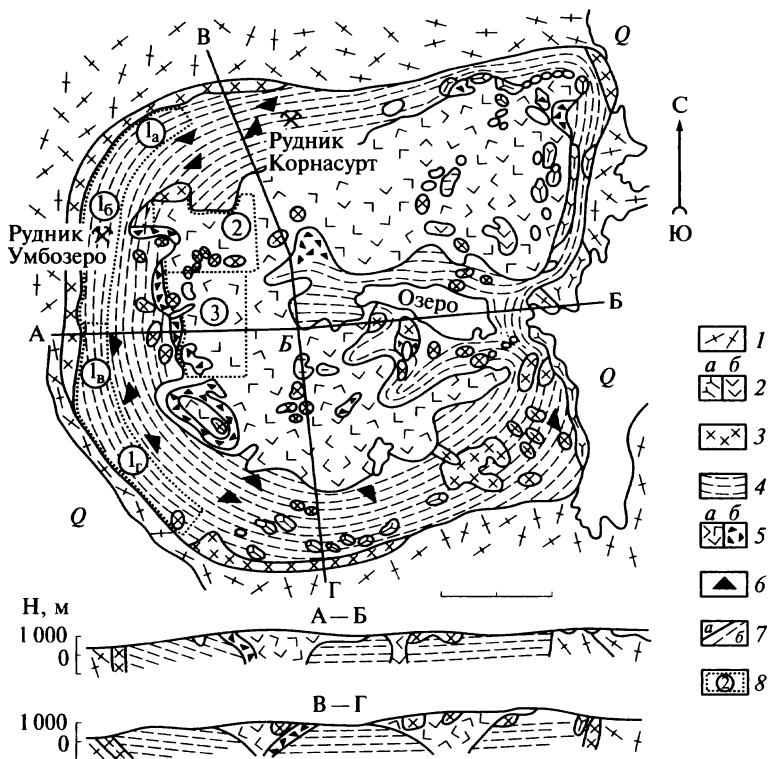


Рис. 6.15. Схематическая геологическая карта и разрезы Ловозерского массива (по В. В. Рябцеву и др., 2006):

1 — гнейсы и гранитогнейсы кольской серии архея; 2 — осадочные и вулканические породы ловозерской свиты среднего палеозоя: а — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, туфогенные сланцы, основные эффузивы и их туфы, б — метаморфизованные породы (фенитизированные); 3—5 — магматические породы Ловозерского массива (3 — комплекс пойкилитовых и порфириовидных нефелин-содалитовых сиенитов, 4 — дифференцированный комплекс фойяитов-луавритов-уртитов, 5 — комплекс луавритов: а — эвдиалитовых, б — мурманитовых); б — ориентировка трахитоидности и первичной полосчатости в интрузивных комплексах; 7 — границы геологические: а — установленные, б — предполагаемые; 8 — рудные участки (цифры в кружках): 1 — Умбозерский, 1а — Северный фланг, 1б — 1-е шахтное поле, 1г — Южный фланг, 2 — Аллуайв-Кедыквырпах, 3 — Анвеудвасчорр-Сенгичорр; А-Б, В-Г — линии разрезов

зоной разлома, с которой связана вулканическая деятельность. Наибольшее количество ильменита приурочено к грубообломочным туфам, туффитам и туфопесчаникам, в которых эффузивные обломки представлены преимущественно породами основного состава. Терригенного материала в туфах менее 10 %, в туфопесчаниках — около 90 %. Цементом служит магнезиально-железистый

хлорит. Наиболее обогащены ильменитом (иногда до 50 % объема) грубообломочные разности туфогенных пород, где размеры зерен ильменита составляют в среднем 0,25—0,3 мм. Количество ильменита резко уменьшается с увеличением в толще терригенного материала. Образование вулканогенных пород, обогащенных ильменитом, вероятно, происходило в мелководном морском бассейне и явилось следствием подводной вулканогенной деятельности.

Россыпные месторождения титана подразделяют на прибрежно-морские и континентальные. Главными являются прибрежно-морские комплексные ильменит-рутил-цирконовые россыпи; меньшее значение имеют континентальные аллювиально-делювиальные россыпи ильменита. Из современных прибрежно-морских россыпей рутил и ильменит добывают в Западной Австралии, Индии, Шри-Ланке, Сьерра-Леоне, частично в Бразилии и США. Крупные запасы ильменитовых песков выявлены у северного побережья Гренландии, на восточном побережье Мадагаскара, вдоль берегов озера Малави, на побережье Мозамбика и Новой Зеландии.

В России главное значение имеют древние прибрежно-морские россыпи, распространенные в отложениях неогена и палеогена Ставропольского поднятия, палеогена Зауралья, Северного Приаралья, Северного Устюрта, юго-западной части Западно-Сибирской плиты, палеогена и мезозоя Чулымо-Енисейской и Амуро-Зейской впадин, мезозойских депрессий Уральской складчатой системы, Приенисейской части Западно-Сибирской плиты, Иркутского угленосного бассейна, палеозоя Тиманского и Томь-Кольванского поднятий (рис. 6.16).

Прибрежно-морские ильменит-рутил-цирконовые комплексные россыпи отличаются большими размерами и крупными запасами. Для них характерны пласто- или линзообразные залежи, мощность которых достигает десятков метров, а протяженность — нескольких десятков километров при ширине до 1 км. По составу прибрежно-морские россыпи обычно олигомиктовые. Главный породообразующий минерал россыпи — кварц, меньшее значение имеет каолинит. Пески обычно тонко- и мелкозернистые. Промышленное содержание в россыпях ильменита и рутила — от десятков до сотен килограммов на кубический метр. Источником прибрежно-морских россыпей служили коры выветривания континентов — кристаллические породы, покровы эффузивов, массивы гранитных и других пород.

Континентальные россыпи ильменита распространены преимущественно в аллювии, элювии и пролювии четвертичных, палеогеновых и нижнемеловых отложений. Рудные тела аллювиальных россыпей имеют обычно лентовидную форму и приурочены к долинам рек. Рудные минералы накапливаются в нижних гори-

зонтах, в наиболее грубообломочном материале, представленном крупнозернистым песком, гравием или мелким галечником. По минеральному составу континентальные россыпи обычно полимиктовые (кварц, полевой шпат, каолинит). Размеры зерен ильменита 0,1—0,25 мм и более, слабой окатанности. Содержание ильменита в промышленных континентальных россыпях изменяется от нескольких десятков до нескольких сотен килограммов на кубический метр.

Россыпные месторождения титана выявлены в значительных количествах в разных регионах России (см. рис. 6.14). Установлены две провинции древних прибрежно-морских россыпей. Первая приурочена к Русской платформе, характеризуется наличием разновозрастных россыпных формаций — от среднего девона до неогена включительно. Вторая россыпная провинция находится в пределах Западно-Сибирской плиты и представлена палеогеновой продуктивной формацией, приуроченной главным образом к ее окраинам. В осадках мезозоя и более древних промышленных россыпи пока не обнаружены. На территории страны к востоку от

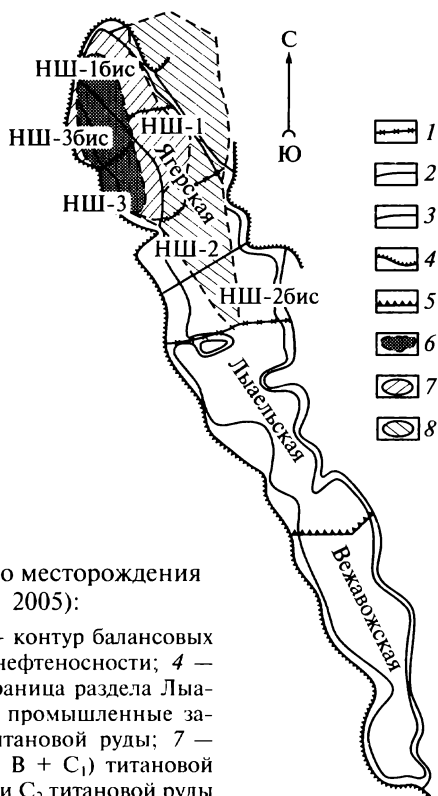


Рис. 6.16. Схема строения Ярегского месторождения (по Л. П. Тигуну и др., 2005):

1 — граница новых шахтных полей; 2 — контур балансовых запасов нефти; 3 — внешний контур нефтеносности; 4 — линия выклинивания пласта III; 5 — граница раздела Лыельской и Вежавожской площади; 6 — промышленные запасы (категория А + В + С₁) нефтетитановой руды; 7 — промышленные запасы (категория А + В + С₁) титановой руды (нефти < 5%); 8 — запасы категории С₂ титановой руды

Енисей провинции древних прибрежно-морских россыпей не найдены.

Известны две детально разведанные комплексные россыпи и одна ильменитоносных песчаников.

Туганское месторождение находится в Томской области и представляет собой погребенную прибрежно-морскую россыпь эоцено-олигоценового возраста. Это комплексное месторождение ильменита, рутила, циркона и кварцевых песков. В месторождении выделено пять участков, два из которых представляют промышленный интерес. В одном из участков рудный пласт мощностью 5 м сравнительно небольших размеров и соответственно запасов залегает на небольшой глубине — 7 м. Пески содержат 30 кг/м³ ильменита, 4,6 кг/м³ рутила + лейкоксена и 11 кг/м³ циркона.

На втором участке сосредоточены основные запасы. Рудный пласт мощностью около 8 м залегает на глубине от 10 до 98 м (в среднем 34,4 м). Содержания рудных минералов почти такие же, как на первом участке.

Центральное месторождение находится в Тамбовской области, представляет собой прибрежно-морскую россыпь сеноманского возраста. Характерной особенностью россыпи является наличие промышленных концентраций фосфоритов в продуктивном пласте и породах вскрыши. Месторождение крупное, разделено на три участка. В наиболее перспективном — Восточном — рудный пласт залегает на глубине около 13 м и имеет мощность 6 м. Пласт сложен кварцевым песчаником, слабо сцементированным глиной. В песчанике наблюдается примесь полевых шпатов, глауконита, граната, эпидота, ставролита и др. Рудные минералы содержат (кг/м³): ильменит — 35; рутил — 8; циркон — 7. Обнаружено золото, среднее содержание которого оценивается в 100—400 мг/м³.

Современные прибрежно-морские россыпи. Возраст кайнозойских россыпеймещающих толщ — от эоцена до голоцена, наиболее часты плейстоцен-голоценовые продуктивные горизонты. Широким развитием пользуются титаноциркониевые россыпи. Источником минералов для них служат древние глубоко метаморфизованные чарнокитовые комплексы, включающие базит-гипербазитовые породы, граниты, чарнокиты и т. д. При этом прямая связь первоисточника и россыпи обычно отсутствует, так как россыпи формируются из промежуточных коллекторов — обломочных толщ, образовавшихся при денудации коренных пород и подвергавшихся неоднократному перемыву и переотложению, что способствовало обогащению рыхлой массы рудными минералами. Кроме того, к числу основных источников обломочного материала морских россыпей относят: продукты выветривания докембрийских и палеозойских кристаллических и осадочных пород, материалы, переносимые в море реками (Индия, Восточная Австралия, США, шт. Флорида); продукты размыва отложений ледникового проис-

хождения, залегающих на дне или в прибрежной зоне моря (Балтийское море, шельфовая зона Аляски); продукты абразии эффузивно-туфовых толщ (Япония, Новая Зеландия).

Замечательной особенностью прибрежных россыпей является их восстанавливаемость после отработки в течение нескольких штормовых сезонов, благодаря чему истинные запасы могут оказаться в несколько раз больше, чем установленные при их первой разведке. Другой важной особенностью является высокое качество руды, обусловленное большей чистотой рудных минералов, что является результатом их длительного переноса и перебива прибором в месте отложения.

В настоящее время промышленная разработка прибрежных морских россыпей в крупных масштабах ведется в Австралии, Индии, Шри-Ланка, Индонезии, Таиланде, Малайзии, Новой Зеландии, США, Бразилии, ЮАР и др. В небольших размерах прибрежные россыпи разрабатываются почти во всех приморских странах, в том числе европейских.

Титаноциркониевые россыпи по составу сырья не имеют аналогов среди других генетических типов месторождений на суше. Наиболее крупными месторождениями этого типа располагает Австралия. Вдоль восточного побережья материка тянется полоса длиной более 1 000 км плейстоцен-голоценовых террас, пересыпей, лагун, дюн, отмелей баров, пляжей, содержащих продуктивные тела длиной до 150—200 м, шириной 10—15 м, мощностью до 1—2 м каждое. Подводные россыпи прослежены в море до глубин 25 м при удалении от берега на 2—3 км. Основные минералы россыпей — ильменит, рутил, циркон. В наиболее богатых телах, ныне преимущественно отработанных, концентрация рудных минералов составляет от 40 до 80 масс.%. В настоящее время предпринимается разработка россыпей с малым содержанием (1—2 %) тяжелых минералов. Пляжевые и донные россыпи известны также на юго-западном побережье Австралии. Промышленные запасы тяжелых минералов в Австралии в 1994 г. составляли (млн т): ильменита — 67,6; рутила — 9,4; циркона — 11,5; монацита — менее 0,3.

Индия обладает крупнейшими в мире запасами титаноциркониевых руд в прибрежных россыпях, отличающихся высоким качеством сырья. Месторождения, расположенные на юго-западном, южном и юго-восточном побережьях полуострова Индостан, связаны с системами морских плейстоцен-голоценовых террас на суше (до уровня 80—100 м) и на дне акватории (до 50—90 м), а также с пляжами, барами, лагунами, дельтами рек. Продуктивные горизонты в длину достигают нескольких километров, при ширине в десятки и сотни метров. Мощность варьирует от сантиметров до 2—3 м. Россыпи характеризуются достаточно высоким содержанием монацита (от 2—5 до 40—60 % тяжелой фракции).

Главным источником тяжелых минералов россыпью Индии являются чарнокиты и метаморфические породы гранулитовой фации, а также траппы, подвергшиеся латеритному выветриванию.

Общие запасы тяжелых минералов в Индии оцениваются (по состоянию на 1993 г.): по ильмениту — 55 млн т, рутилу — 4,7 млн т. Запасы циркона и монацита составляли в 1982 г. соответственно 7 и 2 млн т.

Промышленно ценные титаноциркониевые россыпи имеются на побережьях Шри-Ланка, Новой Зеландии, Шаньдунского и Ляодунского полуостровов.

Ильменит-рутил-цирконовые россыпи, местами с монацитом или магнетитом, распространены в прибрежных странах Африки. В ЮАР разведана одна из крупнейших в мире комплексных россыпей Ричардс-Бей. Она приурочена к древней террасе на высоте 20—30 м, ее длина 17 км, ширина до 2 км. В россыпях ЮАР содержится 2 млн т ильменита, 0,2 млн т рутила и 0,1 млн т циркона. В настоящее время страна дает около 17 % мировой добычи ильменита и рутила.

Крупные месторождения известны в Сьерра-Леоне, Мозамбике, Египте.

Комплексные россыпи ильменита и магнетита с цирконом, рутилом, золотом, платиной, монацитом, ураноторитом, иногда хромитом располагаются вдоль западного побережья Северной Америки, в Центральной Америке, в Бразилии разрабатываются титаноцирконовые россыпи.

В России значительные по запасам россыпи титаномагнетитовых песков выявлены в современных прибрежно-морских пляжевых отложениях Курильской гряды. Наиболее интересной является пляжевая россыпь залива Простор на острове Итуруп, известная под названием Ручарское месторождение. Оно расположено на мелководном шельфе этого залива. Современные морские титаномагнетитовые пески плащеобразно покрывают прибрежную часть залива. Мощность песков в среднем составляет 1,5 м. Четко выраженные пласты не наблюдаются, продуктивна вся масса морских осадков позднеголоценового возраста. Продуктивные пески подстилаются грубозернистыми отложениями ранне- и среднечетвертичного возраста.

Месторождения выветривания (современные и погребенные) образуются на габбро-анортозитах (Волинский массив) и метаморфических породах (Украинский щит, Казахстан). При выносе щелочных элементов и образовании глинистых минералов группы каолинита в коре происходит накопление более стойких акцессорных минералов, в том числе ильменита и рутила. При этом зерна рудных минералов сохраняют первоначальную форму кристаллов, не окатаны. Мощность кор выветривания достигает нескольких десятков метров. Содержание ильменита может дости-

гать нескольких сотен, а рутила — нескольких десятков килограммов на кубический метр.

Минеральный состав коренных пород существенно влияет на качественный и количественный состав рудных минералов в корях выветривания. Для Волынского габбро-анортозитового массива Украины, например, характерны коры, обогащенные только ильменитом ($300 - 500 \text{ кг/м}^3$), что связано с отсутствием рутила в коренных породах. На Кундыбаевском месторождении в Казахстане в корях выветривания, образовавшихся на метаморфических породах, содержится до 180 кг/м^3 ильменита и до 74 кг/м^3 рутила.

Весьма перспективными являются коры выветривания карбонатитовых массивов. Примером может служить крупное анатазовое месторождение *Танира* в Бразилии с запасами 600 млн т. Здесь на одноименном карбонатитовом массиве развита мощная кора выветривания. В рельефе массив имеет форму пологой чаши с отдельными небольшими холмами и депрессиями. Последние были образованы по карбонатитам. Депрессии заполнены рыхлым материалом. В нижней части — глинисто-охристая масса с высоким содержанием апатита, магнетита, анатаза, вермикулита и пироклора. Встречаются обломки карбонатов. Выше увеличивается количество лимонита, появляются галечники (следы перемыва), еще выше — глиноземистые латериты. Мощность коры выветривания более 100 м; продуктивной является только часть разреза мощностью не более 25 м, образованная в результате перемыва рыхлых масс водотоками.

В серии *метаморфических месторождений* выделяют месторождения титана метаморфизованной и метаморфогенной групп.

Метаморфизованные месторождения титана образуются при метаморфизме древних россыпей и коренных первично-магматических руд. Верхнепротерозойские метаморфизованные россыпи в пределах Башкирского поднятия приурочены к песчаникам зильмердакской свиты, где встречены прослой мощностью до 2,5 м, обогащенные ильменитом (до $250 - 400 \text{ кг/т}$) и цирконом (до 30 кг/т).

Высококачественные ильменит-магнетитовые массивные и вкрапленные ильменитовые руды образуются при региональном метаморфизме первично-магматических руд. Примером промышленных месторождений этого типа является *Отоняки* в Финляндии, приуроченное к амфиболитам, образовавшимся в результате метаморфизма рудоносного габбро. Богатые руды этого месторождения в среднем содержат 12 % TiO_2 .

Ярегское месторождение лейкоксена (Южный Тиман) — весьма необычный по составу и строению объект. Оно представляет собой погребенную метаморфизованную россыпь, локализованную в песчаниках эйфельского и живетского ярусов. Это наиболее крупное месторождение в России. Оно представлено девон-

скими нефтенасыщенными песчаниками, в отдельных горизонтах которых присутствуют высокие концентрации лейкоксена (до 40 %). По существу месторождение является многоэтажной метаморфизованной россыпью прибрежно-морского типа, погребенной на глубинах 150—280 м. Продуктивные горизонты залегают на метаморфических сланцах рифея. Контуры промышленных запасов Ярегского месторождения тяжелой нефти и одноименного лейкоксенового месторождения частично перекрываются (см. рис. 6.16). Главный рудоносный пласт — цементированные кварцевые песчаники с лейкоксеном, насыщенные тяжелой нефтью; отмечаются высокие концентрации ванадия, никеля, кобальта и др. Протяженность пласта 20 км при ширине 3—7 км. Выделено три горизонта, балансовые запасы заключены в нижнем горизонте, имеющем среднюю мощность 13 м.

Нижняя россыпь представляет собой мощную вытянутую в северо-западном направлении пологозалегающую (под углом 15°), осложненную тектоническими нарушениями залежь. Минеральный состав песков (%): кварц 70—80; тонкая фракция до 10—15; лейкоксен 10—20; анатаз 0,1—1,0; сидерит 1—2; встречаются циркон, ильменит, рутил, монацит, апатит, барит, флюорит, золото, серебро и др. Содержание диоксида титана в песчаниках нижнего горизонта 11,1 %, на отдельных участках повышается до 20—30 %. Главный концентратор титана — лейкоксен — представляет собой рутил-анатазовую матрицу, густо импрегнированную тончайшими, микродисперсными включениями кремнезема. Эффективной промышленной технологии обогащения подобных руд пока не существует, снизить содержание SiO_2 ниже 30 % пока не удается. Месторождение образовалось, очевидно, в результате размыва кор выветривания метаморфических сланцев рифея.

Метаморфогенные месторождения титана приурочены к древним толщам кристаллических сланцев, гнейсов. Образуются в результате метаморфизма интрузивных, эффузивных и осадочных пород, обогащенных титаном. К этому типу относятся докембрийские хлоритовые сланцы, содержащие до 20 % рутила (месторождение Харворд, США), и докембрийские гнейсы с рутилом — до 25 % (месторождение Плюмо Идальго, Мексика).

В России известные месторождения этого типа значительно беднее титаном.

6.1.5. Ванадий

Ванадий открыт в 1801 г, но широко используется с начала XX в., когда его стали применять для легирования стали и чугуна. Кларк ванадия — 0,02 %, повышенные концентрации отмечаются в габбро и базальтах. В горных породах его концентраторами являются титаномагнетит, сфен, рутил, ильменит, пироксены, ам-

фиболы, гранаты. Известно около 90 минералов ванадия, большая часть которых — ванадаты, остальные — силикаты, оксиды и сульфиды. Промышленными минералами являются титаномагнетит с содержанием 0,3 — 10 % V_2O_5 , роскоэлит (19—29 %), карнотит (20 %), ванадинит (19 %), деклуазит (20—23 %), кулсонит (5 %), патронит (29 %).

Мировые общие запасы V_2O_5 составляют 38 млн т; 90 % запасов сосредоточено в Китае, ЮАР, России и США. Мировое рудничное производство ванадия составляет около 40 тыс. т (2004 г.). Добычу ванадия в наибольших масштабах осуществляют ЮАР (43 %), Китай (25 %) и Россия (20 %).

Ванадий получают из комплексных месторождений попутно с добычей главных компонентов руд: железа, титана, урана, свинца, цинка, фосфора, нефти. К уникальным относятся месторождения с запасами V_2O_5 в миллионы тонн, к крупным — сотни, средним — десятки и мелким — несколько тысяч тонн.

В эндогенных условиях ванадий входит в состав титаномагнетитовых и ильменит-магнетитовых месторождений, ассоциирующих с интрузивами габбро-пироксенитовой формации. В экзогенных условиях он связывается с осадочными толщами углеродисто-кремнистых черных сланцев, осадочными рудами железа и алюминия, углями и зонами окисления месторождений уран-ванадиевого и полиметаллического состава.

Основные геолого-промышленные типы месторождений, из которых добывают ванадий: магматические, метасоматические, выветривания, россыпные, осадочные и метаморфогенные.

Магматические месторождения приурочены к крупным массивам ванадиеносных ультраосновных и основных пород анортозитовой формации (Канадский щит), формации дифференцированных габбровых и норитовых интрузий (Бушвельский комплекс). Ванадийсодержащие титаномагнетиты свойственны массивам габбро-пироксенит-дунитовой формации (Урал). Примерами уникальных месторождений являются ильменит-магнетитовые месторождения *Бушвельдского комплекса* в ЮАР и *Качканарское* железорудное месторождение ванадийсодержащих титаномагнетитовых руд на Урале. Запасы этих месторождений составляют несколько миллионов тонн V_2O_5 при содержании его в рудах 0,1 — 1,0 %.

Метасоматические месторождения представлены комплексными уран-благороднометалльно-ванадиевыми рудами, залегающими в раннепротерозойских вулканогенно-осадочных породах. Месторождения *Средняя и Верхняя Падва*, *Весеннее*, *Царевское* в Онежском прогибе (Ю. Карелия) представляют собой сигарообразные, лентовидные залежи в глинисто-карбонатных и углеродистых сланцах и алевrolитах протяженностью до 2,5 км и мощностью до 40 м. Залежи сложены карбонатно-роскоэлит-мусковитовыми метасоматитами со средним содержанием V_2O_5 — 2,5—

3,5 %, урана — 0,15—0,25 %, а также повышенными содержаниями Au, Ag, Pt, Pd, Cu, Mo. Ванадий заключен в роскоэлите, флогопите, гематите и других минералах.

Месторождения выветривания представлены окисленными рудами полиметаллических месторождений. В небольших по запасам рудных телах содержатся церуссит, смитсонит, малахит, азурит, англезит и минералы ванадия — деклуазит, купродеклуазит, ванадинит (Брокен-Хилл в Замбии, Тсумеб в Намибии).

Подчиненную роль играют ванадиевые и уран-ванадиевые (карнонитовые и роскоэлитовые) месторождения в пестроцветных алевролитах, песчаниках, гравелитах и конгломератах (тип «плато Колорадо»), имеющие наибольшее значение в США (содержат до 1,7 % V, 0,18—0,3 U₃O₈ и около 0,5 % Cu).

Россыпные месторождения, представленные в виде крупных россыпных месторождений ванадийсодержащих титаномагнетитовых песков, известны в Новой Зеландии (запасы 800 тыс. т с содержанием 0,7 % V₂O₅), на Камчатке и Курильских островах.

Осадочные месторождения связаны с пластовыми фосфоритами (Скалистые горы в США), бокситами (Италия, Индия), оолитовыми бурыми железняками (Лотарингский и Керченский бассейны), углями (Великобритания, Россия, США), углеродистокремнистыми сланцами (Каратау в Казахстане), месторождениями нефти (Урало-Волжская провинция, Венесуэла, Иран) и асфальтитов (Перу).

Метаморфогенные месторождения представлены ильменит-магнетитовыми рудами в амфиболитах, образующими зоны линзовидных рудных тел, со средним содержанием V₂O₅ — 0,62 % (Отонмяки, Финляндия).

6.2. Цветные металлы

К цветным металлам отнесены те, которые определяют основной круг деятельности цветной металлургии: алюминий, магний, никель, кобальт, медь, свинец и цинк, олово, вольфрам, молибден, висмут, сурьма, ртуть.

6.2.1. Алюминий

Алюминий — один из важнейших конструкционных материалов. Благодаря своей легкости, механической прочности, высокой электропроводности, большой коррозионной устойчивости он нашел широкое применение в авиационной, автомобильной, электротехнической и других отраслях промышленности, а также в быту. Отдельные сорта бокситов используют для производства

абразивов и огнеупоров. По объему производства и потребления в мире он занимает второе место среди металлов (после железа).

Общие запасы бокситов в 29 странах мира превышают 40 млрд т, 95 % из них сосредоточено в тропическом поясе, в том числе: более 50 % приходится на Гвинею, 40 — на Австралию, Венесуэлу, Бразилию, Индию, Вьетнам и Ямайку. Добывают бокситы в 24 странах в количестве 140 млн т в год, 80 % добычи приходится на Австралию, Гвинею, Ямайку, Бразилию, Китай и Индию (рис. 6.17). Производство глинозема в странах, добывающих бокситы, превысило 52 млн т, а выплавка первичного алюминия 24,5 млн т. За последние годы производство алюминия возросло более чем в 10 раз. Основная алюминиевая руда — бокситы.

Вторым после бокситов промышленно значимым видом алюминиевого сырья являются нефелиновые и апатит-нефелиновые руды. Нефелит содержит в среднем 33 % Al_2O_3 и используется для получения глинозема с попутным производством соды, силикагеля и других продуктов. Месторождения нефелиновых руд известны в Кузнецком Алатау, Туве, апатит-нефелиновых — в Хибинском массиве. Крупные массивы нефелиновых сиенитов имеются в Канаде, США, Норвегии, Италии, Мексике, Бразилии и других странах. Добыча апатит-нефелиновых и нефелиновых руд ведется только в России и составила в 2000 г. 29,1 млн т (25,3 млн т — апатит-нефелиновые, 3,8 млн т — нефелиновые).

Уникальными считаются месторождения бокситов с запасами более 500 млн т, крупными и средними — 500—50, мелкими — менее 50 млн т.

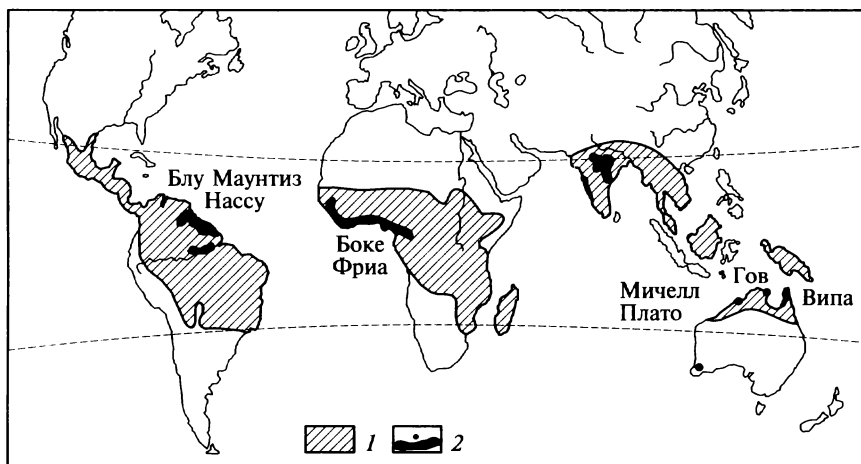


Рис. 6.17. Бокситоносные пояса и месторождения мира (по В. И. Синякову, 1994):

1 — латеритные почвы; 2 — бокситоносные пояса и месторождения

Содержание глинозема в промышленных рудах более 28 %. На качество руд влияет содержание кремнезема, железа, кальция, серы; по соотношению этих компонентов определяются сорта руд.

Кларк алюминия — 8,05 %. В эндогенных условиях он концентрируется в щелочных нефелин- и лейцитсодержащих породах и анортозитах; накапливается также при процессах алунитизации, связанных с гидротермальной переработкой кислых вулканических пород. Наибольшие скопления алюминия наблюдаются в остаточных и переотложенных корах выветривания на щелочных, основных и кислых породах. Алюминий входит в состав около 250 минералов, но в настоящее время промышленное значение имеют бёмит и диаспор, гиббсит (гидроаргиллит), нефелин, лейцит и алунит. Перспективны для извлечения алюминия кианит, силлиманит, андалузит и каолинит.

Важнейшими рудами для производства алюминия служат бокситы, которые представляют собой остаточную или осадочную породу, состоящую из гидроксидов алюминия, оксидов и гидроксидов железа, глинистых минералов и кварца. Бокситы всех типов месторождений образуются в результате процессов латеритного выветривания алюмосиликатных пород. Поэтому основными факторами их формирования являются: ландшафтная обстановка (пенепленизированность суши, поскольку латериты приурочены преимущественно к останцам молодого и древнего пенеплена); благоприятный климат — тропический, субтропический или теплый переменного-влажный; благоприятные для бокситообразования исходные алюмосиликатные породы; стабильный тектонический режим.

По минеральному составу различают бокситы гиббситовые, бёмитовые, диаспоровые. При этом замечено, что в молодых, не претерпевших преобразования, месторождениях преобладают гиббситовые руды, а в более древних и преобразованных они сменяются бёмитовыми и диаспоровыми.

Все промышленные типы бокситовых месторождений являются экзогенными образованиями. Они подразделяются на месторождения выветривания и осадочные. Месторождения выветривания делятся на остаточные латеритные и остаточные переотложенные, а осадочные — на залегающие в терригенных формациях платформенных областей и связанные с карбонатными формациями геосинклинальных областей.

Основное промышленное значение имеют латеритные месторождения (90 % мировых запасов).

В России разрабатываются бокситовые месторождения Северо-Уральского (СУБР), Южно-Уральского (ЮУБР) (84 % добычи) и Тихвинского (16 %) бокситоносных районов. В связи с недостатком сырья Россия ежегодно ввозит более 2 млн т бокситов и около 4 млн т глинозема главным образом из Гвинеи.

Месторождения выветривания. Эти месторождения являются продуктами глубокого химического выветривания алюмосиликатных пород.

Остаточные латеритные месторождения представляют собой плащеобразные покровы, образовавшиеся на месте и за счет подстилающих материнских высокоглиноземистых пород. Латеритные месторождения имеют огромное практическое значение. Наиболее крупные находятся в современных тропических областях — Индии, Гвинее и др.

Боке — крупнейшее месторождение латеритных бокситов, находится в Гвинее. Бокситовые залежи располагаются на холмистых возвышенностях (бовальях), разделенных долинами рек. Кора выветривания развивалась и в палеоген-неогеновое время на силурийских граптолитовых сланцах. Ее мощность 10—15 м, и обычно она перекрыта железистыми латеритами — кирасой (рис. 6.18). Основные рудообразующие минералы — гиббсит и гематит с примесью бёмита, каолинита, титановых минералов. Руды отличаются высоким содержанием глинозема (51—62%), низким — кремнезема (1—2%), оксидов железа (2—6%), титана (2—3%). На месторождении известно более 100 бокситовых залежей, вытянутых в северо-западном направлении в виде рудоносной зоны общей площадью свыше 3 500 км². Запасы месторождения составляют около 3 млрд т.

В России выявлены погребенные латеритные месторождения в древних корях выветривания в Белгородском районе КМА. Это **Висловское месторождение**, расположенное в южной части Яковлевского железорудного месторождения.

Древняя кора выветривания формировалась на узких гребневидных поднятиях палеорельефа на филлитовидных и амфиболовых сланцах раннего протерозоя. Мощность коры от 5 до 170 м, в тектонических зонах линейная кора развивается до глубины 700 м от поверхности древнего фундамента. Глубина залегания бокситов

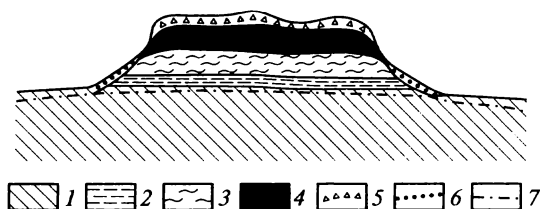


Рис. 6.18. Схема строения месторождения латеритных бокситов Гвинеи (Западная Африка) (по В. И. Синякову, 1994):

1 — кварцевые песчаники ордовика; 2 — граптолитовые сланцы силура; 3 — зона литомаржа гидрослюдисто-каолинитового (внизу) и гиббсит-каолинитового (вверху) составов; 4 — структурный боксит; 5 — бовальная кираса; 6 — шлейфовые обломочно-бобовые бокситы; 7 — уровень грунтовых вод

под вышележащими осадочными породами палеозоя, мезозоя и кайнозоя от 450 до 600 м (рис. 6.19). Бокситы хорошего качества гиббситового и бёмитового состава с содержанием глинозема 48—50 %, кремнезема 7—11 %. Запасы бокситов составляют 80 млн т.

Остаточные переотложенные месторождения образуются в результате размыва, перемещения и переотложения на относительно небольшие расстояния латеритных кор выветривания. Месторождения этого типа известны в Австралии, на Гвианской береговой равнине, в Арканзасском районе (США).

Арканзасское месторождение представлено бокситами, залегающими на эродированной поверхности мелового массива нефелиновых сиенитов, внедрившегося в палеозойские отложения. Образование бокситов происходило в допалеогеновое время. Затем они частично подверглись размыву и были переотложены в виде линзовидных и пластовых залежей среди песчано-глинистых эоценовых отложений, перекрывающих массив нефелиновых сиенитов (рис. 6.20). Качество руд высокое, содержание глинозема — 56—59 %, SiO_2 — менее 5 % и Fe — 2—6 %.

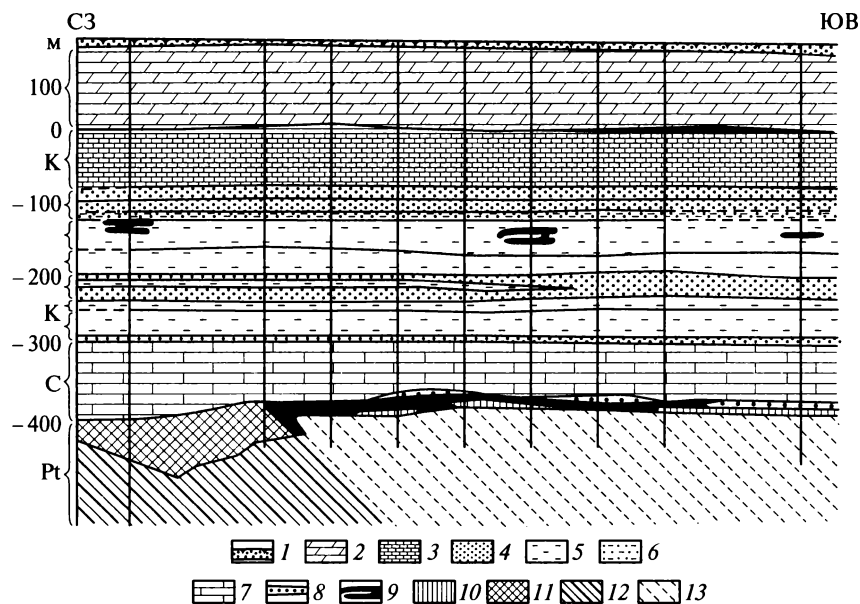


Рис. 6.19. Геологический разрез Вислового месторождения (по В. М. Григорьеву, 2005):

1 — четвертичные суглинки; 2 — мергели; 3 — мел; 4 — пески; 5 — глины; 6 — глинистые пески, песчаные глины; 7 — известняки; 8, 9 — бокситы; 10 — аллювии; 11 — маргитовые и маргит-гидрогематитовые руды; 12 — магнетитовые кварциты; 13 — филлитовидные и хлорит-серицитовые сланцы

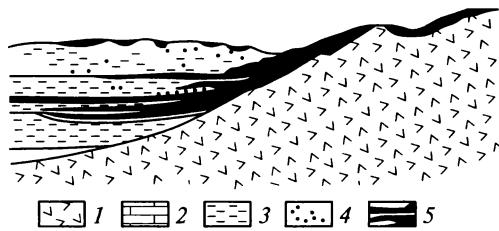


Рис. 6.20. Типы важнейших залежей бокситов Арканзаса и их геологическое положение (по М.Гордону, 1958):

1 — нефелиновые сиениты; 2 — карбонатные породы; 3 — глины; 4 — пески и песчаники; 5 — залежи бокситов

Осадочные платформенные месторождения бокситов залегают в континентальных отложениях вулcano-терригенных, карбонатно-терригенных или терригенно-угленосных формаций. Они локализованы в континентальных отложениях озерно-болотной, лагунной фаций, представленных пестроцветными, сероцветными угленосными и другими типами осадков.

Примерами могут служить бокситовые месторождения визейского возраста, локализованные в периферических зонах Московской синеклизы — Тихвинский, Северо-Онежский, Средне-Тиманский и Южно-Тиманский районы. Месторождения каменноугольного и пермского возраста известны на Китайской и Северо-Американской платформах. Более молодые меловые и палеогеновые месторождения обнаружены в юго-западной части Сибирской платформы, на Енисейском кряже, в Тургайском прогибе.

Иксинское месторождение расположено в Северо-Онежском районе. Оно приурочено к погребенной котловине глубиной 225 м, выполненной породами кембрийского, верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста. Бокситы представлены глинистыми, каменистыми и сухаристыми разновидностями обломочной, пелитовой и оолитовой структур. По минеральному составу бокситы относятся к каолинит-бёмитовому, каолинит-гиббситовому и каолинит-гиббсит-бёмитовому типам. Под бокситами — залежь бедных железных руд. Глубина залегания бокситов от 39 до 137 м. Мощность бокситоносной толщи 25 м. В составе бокситов содержатся (масс. %): Al_2O_3 — 49—53; SiO_2 — 16,7—18,5; Fe_2O_3 — 7,3—14,4; TiO_2 — 2,4. Отмечено повышенное содержание трехоксида хрома — 0,57 %, что указывает на связь бокситов с основными породами; в подрудных глинах повышенное содержание пятиоксида ванадия.

Осадочные геосинклинальные месторождения бокситов также связаны с процессами латеритного выветривания. По А. В. Лейпцигу (1986), благоприятные обстановки для формирования бокситов возникают на поздних стадиях развития во время накопле-

ния мощной карбонатной формации. Здесь проявляются три этапа тектонической стабилизации, связанные: 1) с завершением формирования островных дуг; 2) формированием в миогеосинклинальной зоне положительных структур; 3) частной инверсией внутренних прогибов. Бокситоносные части формаций представлены ассоциацией рифогенных, лагунных и континентальных (бокситоносных) осадков, пачки которых ритмично повторяются в разрезе.

Бокситы геосинклинальных областей характеризуются высоким и выдержанным качеством. Среди них преобладают диаспор-бёмитовые, диаспоровые и бёмитовые разности, а слабо дислоцированные месторождения содержат гиббсит. Месторождения этого типа развиты в Северо-Уральском, Южно-Уральском, Салаирском и Боксонском бокситоносных районах России, в Венгрии, Греции, Франции, Сербии, Гаити, Доминиканской Республике, Ямайке.

Месторождение Красная Шапочка — один из объектов Северо-Уральского бокситоносного района. Месторождения района приурочены к плоской меридионально-вытянутой депрессии, сложенной известняками и сланцами среднего силура — девона. Бокситы залегают на размытой, закарстованной поверхности известняков нижнего девона. Кровля бокситов ровная, представлена битуминозными известняками и мергелями.

В пределах бокситоносной полосы развиты крутопадающие сбросы и взброс с амплитудой смещения до 200—400 м. Залежи бокситов пластообразной формы с падением на восток под углами 25—45°. Рудный горизонт подразделяется на два подгоризонта: нижний — красные, маркие, немаркие и яшмовидные бокситы и верхний — пестроцветные пиритизированные бокситы. Красные маркие бокситы заполняют карстовые полости в известняках, красные немаркие и яшмовидные тяготеют к склонам депрессий, пестроцветные встречаются повсеместно. Мощность красных бокситов изменяется от нескольких сантиметров до 20 м (изредка более). Мощность пестроцветных бокситов достигает 3 м, в среднем 0,5—0,7 м.

По минеральному составу красные бокситы относятся к диаспоровым, яшмовидные и пестроцветные к диаспор-бёмитовым. Текстура бокситов слоистая и бобовая. Красные бокситы характеризуются высоким качеством, они содержат, масс. %: Al_2O_3 — 53—55; SiO_2 — 2—6; Fe_2O_3 — 23—25; CaO — 1,6—2,5 (с глубиной возрастает); S — 0,1—0,4 (до 1,0 %) и составляют основную массу запасов месторождений, разведанных в количестве 185 млн т.

Небокситовое алюминиевое сырье. Помимо бокситов для производства глинозема могут использоваться и другие типы высокоглиноземистых пород. К ним относятся: магматические породы — уртитовые, апатит-нефелиновые, сынныриты, анортозиты; гид-

ротермальные — алуниты; экзогенные образования — каолиновые глины, аргиллиты, латериты; метаморфические породы — кианитовые, андалузитовые, ставролитовые сланцы и т. д. Наиболее ценные — это нефелиновые руды. В настоящее время их добывают на Кольском полуострове (Хибинский массив) и в Красноярском крае.

6.2.2. Никель

В чистом виде никель был получен в 1751 г., однако известен с глубокой древности. Еще в III—II вв. до н. э. в грекобактрийском царстве чеканились монеты из сплава Cu (78 %) и Ni (20 %). Необычный для того времени сплав получался в результате использования медно-никелевых руд. Затем никель надолго исчез из исторически датированных изделий и проявился только в средневековом саксонском «купферникеле». Промышленное производство никеля началось в первой половине XIX в. Благодаря высокой химической и термической стойкости его используют для покрытия металлических изделий. Большую часть никеля (около 60 %) применяют в металлургии (нержавеющие стали, сплавы).

Кларк никеля — $5,8 \cdot 10^{-3}$ %, его значение повышается от кислых пород ($8 \cdot 10^{-4}$) к основным ($1,6 \cdot 10^{-2}$) и ультраосновным ($2,2 \cdot 10^{-1}$). Этим определяется связь промышленных концентраций никеля с базит-гипербазитовыми магмами подкорковых очагов. В гипергенных условиях никель накапливается в корах выветривания на массивах серпентинизированных гипербазитов. Промышленные минералы никеля: пентландит (Fe, Ni)S (22—42 % Ni), миллерит NiS (65 %), никелин NiAs (44 %), хлоантит NiAs₂₋₃ (4,5—21,2 %), полидимит Ni₃S₄ (40—54 %) и др. В силикатных рудах: гарниерит NiO SiO₂ · H₂O (NiO — 46 %), непуит 12NiO · 3SiO₂ · 2H₂O (20—46 %) и др.

Основные типы никелевых руд — сульфидные медно-никелевые и силикатные никелевые. Выделяют две группы промышленных типов месторождений: магматические (около 29 % запасов) и кор выветривания (более 71 %). В качестве перспективного промышленного типа рассматриваются месторождения оксидных железомарганцевых руд дна Мирового океана (см. рис. 6.10).

Магматические месторождения (ликвационные сульфидные Cu-Ni руды) связаны с расслоенными интрузивами, входящими в состав формаций базит-гипербазитового ряда. Рудоносные интрузивы располагаются исключительно в пределах зон активизации платформ и приурочены к архейским зеленокаменным поясам, протерозойским рифтогенным структурам, палеозойским и мезозойским зонам тектономагматической активизации древних платформ. Рудные тела размещаются внутри рудоносных материнских массивов, в ряде случаев часть сульфидного расплава может

отжиматься во вмещающие породы на расстояние до 100—150 м. По морфологическим признакам выделяется четыре типа рудных тел: 1) пластовые «висячие» залежи вкрапленных руд; 2) пластовые и линзообразные залежи донных массивных «шлировых» и прожилково-вкрапленных руд, иногда проникающих и в подстилающие вмещающие породы; 3) линзы и неправильные тела приконтактных брекчиевых руд; 4) жилы.

Руды комплексные: помимо Cu и Ni из них извлекают Co, PGE, Au, Ag, Se, Te. Состав руд, относительные количества рудообразующих элементов и концентрации попутных компонентов определяются петрохимическими особенностями рудоносных формаций. Наиболее крупные месторождения известны на Кольском полуострове (Печенга, Мончегорское), в Норильском районе (Норильск-I, II, Талнахское, Октябрьское), район Бушвельда в ЮАР (месторождения рифа Меренского), в Западной Австралии (Камбалда, Маунт-Кейт) и др.

Талнахское и Октябрьское месторождения Норильского типа связаны с межпластовым дифференцированным базит-гипербазитовым интрузивом, залегающим в основании трапповой серии. Рудоносный интрузив состоит из ряда отдельных ветвей, расходящихся от предполагаемого подводящего канала. Отдельные массивы часто соединяются между собой, они имеют пластообразную, лентовидную форму с раздувами в прогибах подошвы. Протяженность интрузивных тел достигает многих километров, мощность составляет 200—250 м.

В расслоенных магматических телах фиксируется следующая смена горизонтов (сверху вниз): 1) эруптивные брекчи, лейкократовое габбро; 2) габбро-долериты и кварцсодержащие долериты; 3) безоливиновые долериты; 4) оливиновые долериты; 5) пикритовые долериты, оливиниты; 6) такситовые и контактовые долериты (рис. 6.21).

Интрузивы сопровождаются ореолами контактовых роговиков, мощностью в среднем около 20 м, среди которых отмечаются скарноиды, альбит-микроклиновые метасоматиты, серпентиниты.

Основная масса сульфидных медно-никелевых руд локализуется в области нижнего эндо- и экзоконтакта никеленосных массивов, отдельные тела вкрапленных и сплошных руд отмечаются в кровле интрузива. Главные рудоносные дифференциаты — пикритовые, такситовые и контактовые долериты; иногда вкрапленность отмечается в породах габбрового состава. Прожилково-вкрапленные руды локализуются также в экзоконтактной зоне среди измененных скарнированных, серпентинизированных осадочных пород.

На Талнахском и Октябрьском месторождениях известно пять рудных залежей, приуроченных к пяти ветвям интрузива. Тела имеют пластообразную и линзовидную форму, контуры их в пла-

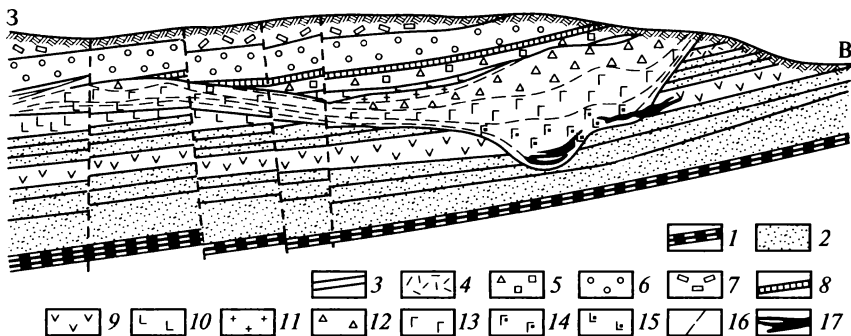


Рис. 6.21. Схематический разрез интрузива Норильск-1
(по М. Н. Годлевскому):

1—10 — вмещающие породы (1 — осадочные породы девона, 2 — породы тунгусской серии, 3 — угли, 4 — щелочные диабазы, 5 — двуполовошпатовые базальты, 6 — толеитовые диабазы, 7 — плагиофириновые базальты, 8 — туффиты, 9 — титан-авгитовые диабазовые порфириты, 10 — лабрадоровые порфириты); 11—17 — породы дифференцированного интрузива (11 — гибридные породы и диабаз-пегматиты, 12 — габбро-диориты и габбро, 13 — офитовые и пойкило-офитовые оливковые габбро-долериты, 14 — пикритовые габбро-долериты, 15 — такситовые и контактовые габбро-долериты, 16 — сбросы, 17 — сульфидные жилы)

не повторяют контуры интрузии. Выделяются три типа руд: вкрапленные в материнских породах (77 % от общей массы руды), сплошные сульфидные руды в приподошвенной части интрузива (10 %), вкрапленно-прожилковые в породах экзоконтакта (13 %).

В составе руд преобладают пирротин, пентландит и халькопирит, широко развиты также кубанит, магнетит, титаномagnetит, ильменит. К числу относительно редких минералов руд относятся пирит, миллерит, борнит, талнахит, валлериит, хизлеудит, ковеллин, платиноиды и др. Рудам свойственны массивные, петельчатые, полосчатые вкрапленные, прожилково-вкрапленные, брекчиевые и пятнистые текстуры; порфириовидные, гипидиоморфно-зернистые, субграфические, каплевидные, сидеронитовые и другие структуры.

Отношение Ni:Cu = 1:(2,5 - 1), Ni:Co = 16:1.

Месторождение Камбалда находится среди архейских пород Западно-Австралийского щита. Медно-никелевые месторождения Западной Австралии приурочены к зеленокаменным поясам — древним рифтогенным структурам щита. Месторождения расположены в крыльях крупной купольной структуры, ядерная часть которой размером 6 × 3,5 км сложена толщей толеитовых базальтов лежачего бока мощностью более 2 000 м. Купол обрамляется толщей ультраосновных пород мощностью от 240 до 600 м и более, относящейся к пироксенит-перидотитовой формации; в ее

пределах локализованы рудные тела. Рудоносная формация перекрыта толеитовыми базальтами висячего бока. В основании рудовмещающей толщи фиксируются горизонты кремнистых и графитизированных сланцев мощностью не более 5 м.

Рудоносная толща сопоставляется с коматиитовыми вулканическими формациями, развитыми в основании зеленокаменных поясов. В ее составе выделяются лавовые потоки, в нижней части более мощные (от 10 до 30 м), в верхней маломощные (0,3—7 м). Породы характеризуются повышенной магнезиальностью. Толща отчетливо дифференцирована: в нижней части преобладают перидотиты, вверх по разрезу сменяющиеся пикритами. В пределах отдельных потоков также отмечаются признаки дифференциации, выраженной в увеличении содержания MgO от кровли к подошве.

Большая часть рудных тел (80 % запасов) располагается в основании ультраосновной толщи на контакте ее с подстилающими породами. Они представлены узкими удлиненными телами, приуроченными к грабенообразным депрессиям контакта. Обычная залежь состоит из пласта массивных сульфидов, которые перекрываются более мощным и протяженным пластом вкрапленных руд, содержание сульфидов в них варьирует от 20 до 65 %. Суммарная мощность, как правило, не превышает 3 м, однако известны залежи мощностью до 8 м.

На расстоянии около 100 м от подошвы внутри рудоносной толщи располагаются висячие рудные тела, ориентированные параллельно нижнему контакту, согласно со слоистостью вмещающих пород. По зонам рассланцевания наблюдается локальное перемещение сульфидов в базальты лежащего бока и в тектонические контакты их с рудоносной толщей (рис. 6.22).

Среди минералов сульфидных руд преобладают моноклинный пирротин и пентландит (в соотношениях от 2,3:1 до 0,8:1). Пирит составляет менее 10 %, а халькопирит менее 2 % рудных минералов. На долю шпинели, магнетита, хромита приходится не более 10 %. В некоторых рудных телах важную роль приобретает миллерит.

Содержание никеля в массивных рудах колеблется от 8,5 до 20 %, среднее содержание никеля в промышленной части месторождения составляет 3,3 %. Отношение Ni:Cu и Ni:Co соответственно равно 13:1 и 54:1.

Месторождения выветривания. Месторождения силикатных никелевых руд формируются при латеритном выветривании ультрабазитов в условиях тропического климата. В верхних частях кор выветривания в зоне охристо-кремнистых образований накапливаются гидроксиды железа, кобальт, а также алюминий и хром. Никель концентрируется в средней части — в зоне нонтронитов, а также частично в низах зоны охристо-кремнистых образований

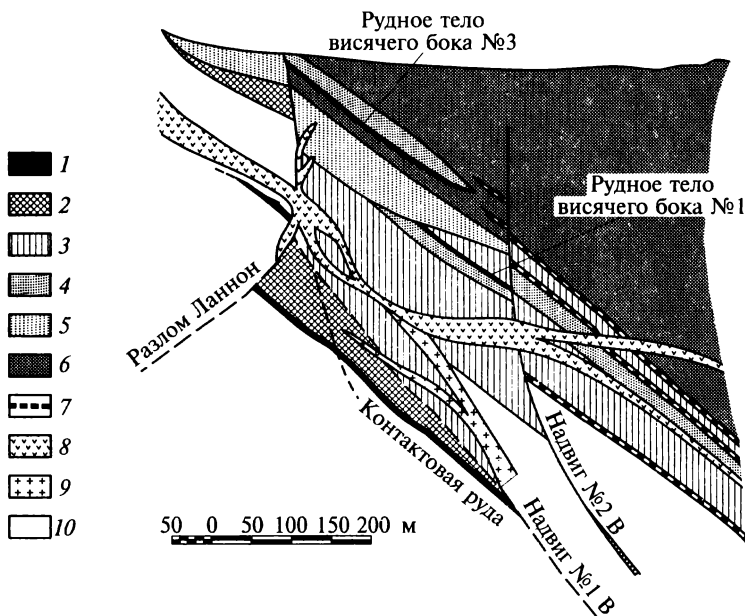


Рис. 6.22. Обобщенный разрез участка рудной залежи Ланнон месторождения Камбалда (по Дж. Россу, Г. Хопкинсу):

1 — никелевые сульфидные руды; 2 — зоны бедной рассеянной вкрапленности сульфидов; 3 — оливиновые метаперидотиты; 4 — метаперидотиты; 5 — метапикриты; 6 — маломощные пласты сложного состава; 7 — недифференцированные осадочные породы; 8 — натриевые риолитовые порфиры; 9 — интрузивы дацитового состава; 10 — базальты лежащего бока

преимущественно в виде инфильтрационных прожилков — в зоне выщелоченных серпентинитов.

По форме залегания и условиям образования выделяют три морфогенетических типа месторождений: 1) площадные (полного и сокращенного профиля); 2) линейные (линейно-трещинные и контактово-карстовые в основном сокращенного профиля или с подстилающими карстовыми образованиями); 3) линейно-площадные (трещинно-площадные и карстово-площадные с корой полного или сокращенного профиля) (рис. 6.23).

Рудные тела месторождений выветривания оконтуриваются по данным опробования, поскольку не имеют четких геологических границ. Полезными компонентами руд являются никель и кобальт, соотношения между которыми колеблются в широких пределах от 10:1 до 30:1.

На территории России месторождения силикатных никелевых руд имеют ограниченное развитие и относятся к древним эпохам — позднепалеозойской и раннепалеозойской. Промышленные никеленосные коры мелового возраста известны на Сред-

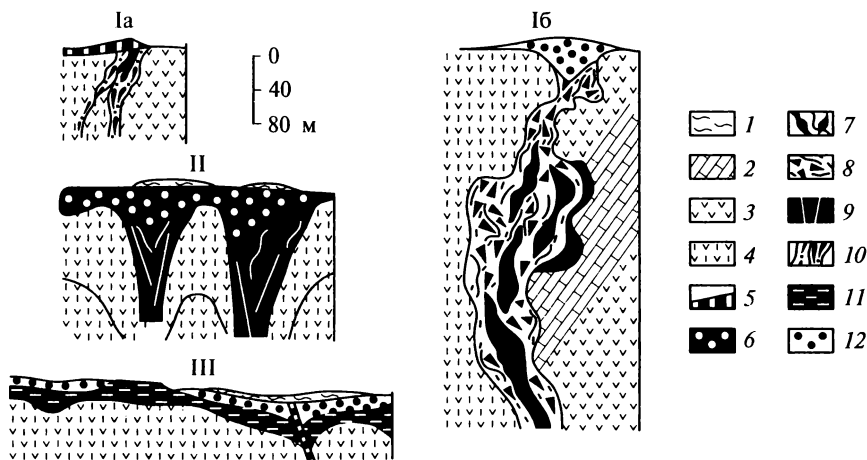


Рис. 6.23. Примеры разрезов различных морфологических типов залежей гипергенных руд никеля (по Б. М. Михайлову, Л. А. Иванову, 2003):

I — жильного (Ia — участок Боа-Каин, Новая Каледония; Iб — Черемшанская залежь Уфалейского месторождения, Средний Урал); II — пластово-жильного (часть профиля XIX участка III Буруктальского месторождения, Южный Урал); III — пластового (участок Кемпирсайского месторождения, Южный Урал); 1 — покровные суглинки и супеси; 2 — известняки; 3 — серпентиниты; 4 — серпентиниты гидратированные, иногда слаборудоносные; 5—12 — типы руд (5 — никеленосные латериты (Ni 1,4—2%), 6 — кобальт-никелевые охры (Ni 1,1—1,36%, Co 0,05—1,0%), 7 — кварц-гарниеритовые, иногда ожелезненные желваковые и линзовидные руды (Ni до 10—15%), 8 — серпентинитовый надвиговой приразломный меланж с гидросиликатами никеля (Ni 0,9—2,0%), 9 — интенсивно гидратированные серпентин-тальк-хлоритовые глинистые породы с реликтовой текстурой серпентинитов (Ni 2,0%), 10 — гидратированный окварцованный и ожелезненный серпентинит с гидросиликатами никеля (Ni 1,5—3%), 11 — нон-тронитовые глины (Ni 0,7—1,3%), 12 — нерудоносные кремнистые охры)

нем и Южном Урале (Кемпирсайское, Серовское, Сахаринское). Наиболее крупные месторождения расположены в современной тропической зоне и относятся к олигоцен-четвертичному этапу формирования. Это всемирно известные месторождения Новой Каледонии, Филиппин, Австралии, Кубы, Бразилии и других стран (рис. 6.24).

Месторождения Новой Каледонии открыты в 1864 г. Крупные массивы ультраосновных серпентинизированных пород занимают примерно треть площади острова (6—7 тыс. км²). Здесь насчитывается около 1 500 месторождений, образовавшихся в процессе латеритного выветривания. Месторождения относятся к площадному типу, хотя наличие карманообразных углублений и глубоко проникающих гарниеритовых жил сближают их с месторождениями линейного типа. Мощность латеритной коры выветривания достигает 40—50 м. В среднем вся зона содержит (%): Fe₂O₃ — до

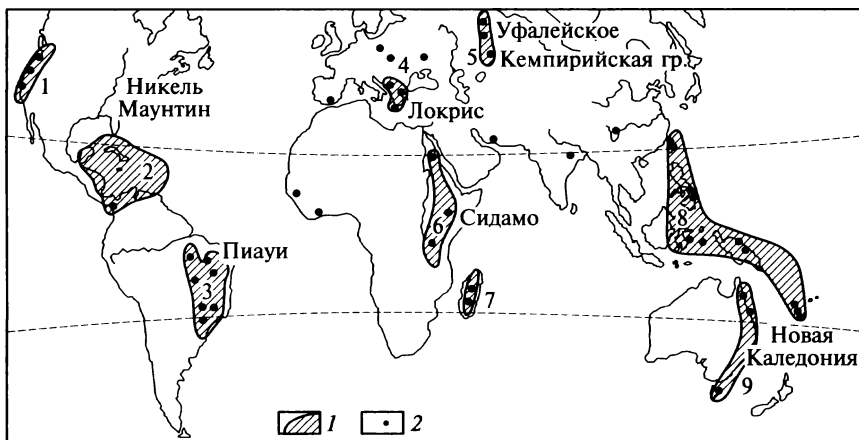


Рис. 6.24. Провинции гипергенного кобальт-железоникелевого оруденения (по В. И. Синякову, 1994):

1 — провинции гипергенного кобальт-железоникелевого оруденения (1 — Калифорнийская, 2 — Антиль-Карибская, 3 — Бразильская, 4 — Балканская, 5 — Уральская, 6 — Восточно-Африканская, 7 — Мадагаскарская, 8 — Филиппинско-Новокаледонская, 9 — Австралийская); 2 — кобальт-железоникелевые месторождения

60; SiO_2 — 18, Al_2O_3 — 45, NiO — 1,64, Co — 0,10. Верхняя зона коры (до глубины 10—27 м) сложена латеритными охрами, которые в самой широкой части обогащены рассеянным гарниеритом. В этой же позиции отмечаются повышенные концентрации асболонов, образующих гнезда, конкреции, корки. Этот тип оксидных кобальт-железоникелевых руд характеризуется низким содержанием никеля (в среднем 1—2%). Содержание кобальта достигает 3—4%. Нижняя часть латеритной коры представлена выщелоченными и слабо измененными серпентинитами, рассеченными густой сетью прожилков гарниерита и непуита. Гарниерит образует также гнезда, цементирует брекчию серпентинитов. Содержание никеля в гарниеритовых рудах составляет в среднем 3—4%, повышаясь в наиболее богатых участках до 9%.

Жилы гарниерита, некоторые из которых достигают мощности 45 м, прослеживаются на глубину до 50, 100 и даже 150 м (см. рис. 8.7). Суммарные запасы руд оцениваются в 4—5 млрд т.

6.2.3. Кобальт

Металлический кобальт впервые получен в 1735 г., название ему дано по имени горного гнома Коболюс.

В настоящее время свыше 40% кобальта используют для производства сплавов и суперсплавов (сверхтвердых сплавов кобальта

с Ni, Fe, Cr, W, Mo), 11 % для магнитных сплавов, 12 % для производства химикатов, 8 % для технической керамики, 26 % для прочих целей.

Кобальт получают в основном из комплексных Ni-Co, Cu-Co, Cu-Ni руд и частично из руд кобальтовых месторождений.

Общие запасы кобальта в 30 странах мира (без России) составляют свыше 9,7 млн т, подтвержденные — более 5 млн т. Наиболее крупными запасами кобальта обладают Конго (39,2 % подтвержденных), Австралия (11,3 %), Куба (10,8 %), Новая Каледония, Индонезия, Замбия, Канада.

Годовое производство кобальта в последние годы держится на уровне 30—36 тыс. т, производство рафинированного кобальта составляет 38 тыс. т. В уникальных месторождениях кобальта запасы превышают 50 тыс. т, в крупных составляют 50—25, в средних 25—10 и в мелких — менее 10 тыс. т.

Кларк кобальта — $1,8 \cdot 10^{-3} \%$, содержание его повышается от кислых магматических пород ($5 \cdot 10^{-4} \%$) к ультраосновным ($2 \cdot 10^{-2} \%$). Кобальт вместе с никелем образует промышленные концентрации при дифференциации ультраосновных и основных магм. Постмагматические месторождения связаны с умеренно кислыми гранитоидами.

В экзогенных условиях кобальт накапливается вместе с медью в терригенных лагунно-дельтовых отложениях. Крупные промышленные концентрации кобальта образуются в корах выветривания гипербазитовых массивов, где он ассоциирует с силикатными рудами никеля.

Крупномасштабные процессы концентрации кобальта происходят на дне Мирового океана в кобальтоносных корках и железомарганцевых конкрециях.

Наибольшее промышленное значение имеют кобальтистый пентландит — основной минерал сульфидных медно-никелевых руд, линнеит — главный кобальтовый минерал стратиформных руд Африки, кобальтин, глаукоdot, саффорит, шмальтин; в зоне выветривания развивается асболан, для зон окисления типичен эритрин.

Кобальт извлекается как попутный компонент из руд латеритных никелевых месторождений, стратиформных медно-кобальтовых, сульфидных медно-никелевых месторождений.

Среди промышленных месторождений кобальта и кобальтосодержащих руд выделяют следующие типы: магматические, коры выветривания, стратиформные, скарновые, плутоногенные гидротермальные, вулканогенные гидротермальные.

Магматические месторождения (сульфидные медно-никелевые) включают почти 9 % запасов и составляют 32 % в производстве кобальта. Содержание Co в рудах этих месторождений составляет 0,06—0,11 % (см. подразд. 6.2.2).

Месторождения выветривания (латеритные никелевые) заключают более 46 % запасов кобальта и обеспечивают свыше 41 % добычи. Наиболее крупные месторождения находятся в Новой Каледонии, Индонезии. Содержание Со в рудах не менее 0,1 % (см. подразд. 6.2.2).

Стратиформные месторождения Замбии, Заира и Уганды являются одним из основных источников кобальта (более 44 % запасов, почти 25 % добычи). Медно-кобальтовые руды характеризуются высоким содержанием кобальта — 0,3 % (см. подразд. 6.2.4).

Нельзя не упомянуть о потенциальном промышленном типе кобальтовых руд, каковыми являются современные образования океанского дна, — железомарганцевые конкреции абиссальных котловин и кобальтоносные железомарганцевые корки подводных поднятий (КМК). Среднее содержание кобальта в ЖМК составляет 0,27 %, и по прогнозным оценкам их промышленная разработка в реально допустимых масштабах может обеспечить до 14 % мирового производства кобальта. В железомарганцевых корках содержание кобальта составляет 0,9 %; разработка их может ежегодно давать до 20 % современного уровня добычи кобальта (см. рис. 6.10).

Промышленные концентрации кобальта связаны с магматическими, постмагматическими гидротермальными процессами, с процессами выветривания и осадконакопления. По этой причине формирование кобальтоносных и кобальтосодержащих месторождений происходило и происходит в различных тектономагматических условиях и в разные эпохи.

Накопление кобальта фиксируется почти на всех стадиях развития подвижных зон в колчеданных, скарновых, плутоногенных гидротермальных месторождениях. На стадии активизации платформ кобальт вместе с никелем накапливается в сульфидных ликвидационных месторождениях. В платформенный этап формировались стратиформные месторождения медно-кобальтовых руд, а также месторождения кор выветривания.

Наиболее крупными эпохами формирования кобальтосодержащих руд являются протерозойская, когда были образованы месторождения Замбии, Заира и некоторые месторождения Cu-Ni руд; а также альпийская (коры выветривания) и современная (ЖМК и КМК). Другие эпохи характеризуются более скромными масштабами накопления кобальтосодержащих руд.

6.2.4. Медь

Медь известна с древнейших времен — это один из первых, а возможно, и самый первый металл, освоенный человеком. Возраст древнейших изделий из меди из района Двуречья составляет 9 000 лет. Благодаря важной роли в становлении цивилизации медь

стала одним из реперов исторической периодизации развития общества: медно-каменный век (хальколит), бронзовый век. Медь не утратила своего значения «исторического» металла в дальнейшем она стала одним из первых металлов для чеканки монет.

Общие запасы меди в мире около 1 000 млн т, в том числе подтвержденные — 650 млн т. Ежегодно в мире производится почти 16 млн т рафинированной меди. Обеспеченность природными запасами современного уровня потребления составляет около 45 лет.

Месторождения меди, содержащие запасы более 5 млн т, относятся к группе уникальных (всего известно 18 таких месторождений, четыре из них находятся в России). Крупные месторождения имеют запасы от 1 до 5 млн т, средние — от 0,2 до 1, мелкие — менее 0,2 млн т. Богатые руды содержат более 2 % меди, рядовые — 1—2, бедные — менее 1 %. В настоящее время среднее содержание меди в добываемых рудах составляет 1,0—0,8 %; для сравнения: в добываемых рудах в начале XX в. было 3,8 %, а в XIX в. добывались руды со средним содержанием 10 %.

Кларк меди — $4,7 \cdot 10^{-3}$ %, он несколько выше в основных породах ($1 \cdot 10^{-2}$), чем в кислых ($1 \cdot 10^{-3}$). Медь — типичный халькофильный элемент, и главная масса ее заключена в форме сульфидов. Известно более 170 минералов меди, промышленное значение имеют: самородная медь, халькопирит, борнит, халькозин, кубанит, ковеллин, тетраэдрит, куприт и др. Медь дает промышленные концентрации в эндогенных месторождениях (ликвационно-магматические, скарновые) в связи с базальтоидным и гранитоидным магматизмом.

Медные месторождения возникали в различные геологические эпохи и формировались в разнообразной геологической обстановке.

Крупные месторождения возникли в докембрийские металлогенетические эпохи. Это стратиформные медистые песчаники Африки и Сибирской платформы, магматические медно-никелевые месторождения на Канадском и Балтийском щитах. Месторождения раннепалеозойского возраста встречаются сравнительно редко. Позднепалеозойская эпоха наиболее разнообразно и интенсивно проявилась на территории России (медно-колчеданные месторождения Урала), Казахстана и Средней Азии (медно-порфировые месторождения, медистые песчаники Джекказгана). В альпийскую эпоху формировались преимущественно очень крупные гидротермальные медно-порфировые месторождения Тихоокеанского побережья Америки и отчасти в Средиземноморском металлогенетическом поясе.

Типы промышленных месторождений. Месторождения меди весьма разнообразны, они принадлежат различным генетическим группам. Среди промышленных месторождений меди выделяют: магматические, карбонатитовые, скарновые, гидротермальные плу-

тоногенные (медно-порфиновые), колчеданные, стратиформные (медистые песчаники и сланцы). Эти типы весьма неравноценны по своему экономическому значению. Так, медно-порфиновые месторождения содержат от 65 до 70 % мировых подтвержденных запасов меди, медистые песчаники и сланцы — от 15 до 20; колчеданные — 5—8, сульфидные медно-никелевые — 2—2,5, скарновые — 2—4, карбонатитовые — 0,5—0,7 %.

Не исключено, что в ближайшем будущем возникнут новые промышленные типы медных месторождений в связи с развитием работ по освоению минеральных богатств океана.

В России основное значение по запасам и добыче имеют месторождения четырех типов: медно-никелевого, медно-порфирового, медно-колчеданного и медистых песчаников и сланцев.

Магматические месторождения сульфидных медно-никелевых руд рассмотрены в подразд. 6.2.2.

Карбонатитовые месторождения в качестве промышленного типа медных месторождений выделены благодаря открытию уникального по запасам (0,9 % запасов зарубежных стран), но пока единственного в мире промышленного *месторождения Палора* в ЮАР. Это комплексное месторождение, приуроченное к массиву ультраосновных щелочных пород, представляющему собой трубообразное тело диаметром 0,5—0,7 км, прорывающее архейские граниты. Карбонатиты расположены в центральной части массива, его периферическая часть сложена магнетит-оливин-апатитовыми породами. Медная минерализация локализована в карбонатитах и представлена прожилками и зонами вкрапленности. Образование ее происходило в два этапа, соответствующих двум фазам формирования карбонатитов. Более ранние, приуроченные к периферии тела состоят из кальцита, магнетита, оливина, флогопита с акцессорными апатитом, бадделеитом, торианитом. Основным медным минералом является борнит. Поздние карбонатиты слагают ядро и радиальные дайки. В их составе анкерит (50—60 %), магнетит (25 %), флогопит, оливин, апатит, валлериит. Главный медный минерал — халькопирит. Борнит и кубанит присутствуют в малых количествах. Среднее содержание меди в рудах — 0,68 %. Рудное тело прослежено до глубины 900 м. Запасы меди оцениваются в 1,5 млн т. Помимо меди, магнетита и апатита из руд извлекают уран, торий, золото, серебро.

Скарновые месторождения формируются в экзоконтактных зонах гранитоидных интрузий, прорывающих известняки и известково-терригенные породы. Возникающие в этих условиях известковые скарны гранат-пироксенового состава развиваются и по вмещающим породам, и по гранитоидам. Промышленные рудные тела размещаются в зонах экоскарнов на небольшом удалении от контакта. Они характеризуются сложной морфологией, небольшими размерами, комплексным составом руд. В этих месторожде-

ниях обычны сочетания борнит-халькопиритового и магнетитового оруденения. Руды прожилково-вкрапленные. Содержание меди высокое, но неравномерное, в среднем 1,5—3,0%. Медная минерализация имеет наложенный характер и формируется в течение многостадийного процесса. Сопутствующими компонентами являются железо, золото, кобальт, серебро, селен, теллур, молибден.

Скарновые месторождения многочисленны, но обычно невелики по масштабам. Доля их в мировых запасах меди около 0,6%. В России роль этого промышленного типа более существенна.

К скарновому типу относят месторождения Турьинской группы на Урале, Юлия в Западной Сибири, Саякское, Ирису в Казахстане, Клифтон, Бисби в США, Долорес в Мексике, Тинтайя в Перу, Мазрасх, Санган, Анджерг в Иране и др.

Медно-порфировые месторождения связаны с гипабиссальными порфировыми интрузиями умеренно кислого состава. В медно-порфировых месторождениях содержится почти 62% мировых запасов меди.

По особенностям геологического строения, формационной приуроченности, составу руд и другим геолого-промышленным характеристикам они представляют собой достаточно индивидуализированную группу, что позволяет выделить ее в особый геолого-промышленный тип. Им свойственен ряд особенностей: связь оруденения с порфировыми интрузиями гранитоидного состава; прожилково-вкрапленный штокверковый характер минерализации, развитой в эндо- и экзоконтактных зонах порфировых штоков; устойчивый минеральный состав руд (главные минералы — пирит, халькопирит, магнетит, молибденит); относительно низкие содержания меди в первичных рудах; выдержанная зональность оруденения и гидротермально измененных пород; большие запасы. Среди них по составу руд и соотношениям меди, молибдена и золота выделяется четыре типа: собственно медно-порфировые и золото-медно-порфировые, молибден-медно-порфировые, медно-молибден-порфировые и собственно молибден-порфировые (А. И. Кривцов и др., 1986).

Продуктивные вулканоплутонические ассоциации и входящие в них плутоногенные формации, с которыми ассоциирует медно-порфировое оруденение, различаются по петрохимическим характеристикам, зависящим от палеотектонической подгруппы соответствующих вулканоплутонических поясов, от состава и природы субстрата последних.

Отчетливая зависимость состава руд месторождений от состава рудоносных интрузивных тел свидетельствует о том, что основным источником рудных компонентов при формировании месторождений медно-порфирового семейства являются магматические массы рудоносных комплексов.

Рудные тела медно-порфировых месторождений располагаются в апикальной части рудоносных штоков в общем конформно их ограничениям.

Минеральный состав руд относительно прост: пирит, халькопирит, молибденит, в небольших количествах присутствуют сфалерит, галенит, часто магнетит. Наряду с ними встречаются борнит, энаргит, блеклая руда, халькозин.

Размеры рудных залежей, как было отмечено ранее, обычно велики, площадь их нередко измеряется квадратными километрами, объемы достигают 1 км³ и более.

Месторождения с запасами 1—3 млн т меди считаются средними для этого типа, в крупных содержится более 4 млн т. В уникальных месторождениях (Чукикамата, Эль-Тениенте) запасы превышают 20 млн т.

Важную роль для промышленной оценки медно-порфировых месторождений играет развитие процессов окисления, формирующие вторичную вертикальную зональность руд. Сверху вниз сменяются зоны: 1) выщелачивания, глубиной 0,5—80 м; 2) окисления, мощностью от первых метров до 50—60, иногда 100—200 м; 3) смешанных руд переменной мощности; 4) вторичного сульфидного обогащения, мощность которой иногда достигает 200—300 м. В этой зоне содержание меди в 1,5—2,5 раза выше, чем в первичных рудах. Под зоной вторичного сульфидного обогащения следуют первичные сульфидные руды.

Медно-порфировые месторождения широко распространены. Количество известных месторождений в мире достигает 250. Выделяются три планетарных пояса распространения медно-порфировых месторождений: 1) Тихоокеанский мезо-кайнозойский (Чили, Перу, Мексика, США, Канада); 2) Средиземноморский кайнозойский (бывшая Югославия, Болгария, Армения, Турция, Иран, Афганистан, Западный Пакистан, Северная Индия); 3) Казахстанско-Монгольский герцинского и частично каледонского возраста (Казахстан, Узбекистан, Тува, Монголия, Китай). В Тихоокеанском поясе сосредоточена преобладающая часть запасов. В числе наиболее известных медно-порфировых месторождений могут быть названы Коунрад (Казахстан), Каджаран (Армения), Кальмакыр (Узбекистан), Песчанка (Чукотка), Чукикамата, Эль-Тениенте (Чили), Бингем, Сан-Мануэль (США), Вэлли-Коппер (Канада), Майданпек (Сербия) и др.

Месторождение Чукикамата находится в Чили. Оно уникально по масштабу: исходные запасы оцениваются в 64 млн т Cu, оставшиеся подтвержденные запасы составляют 21,5 млн т при содержании 1,2 %, а молибдена 120 тыс. т при содержании в первичных рудах 0,04 %.

Месторождение расположено в восточной зоне Главной Кордильеры Чили и приурочено к олигоценовому интрузиву грано-

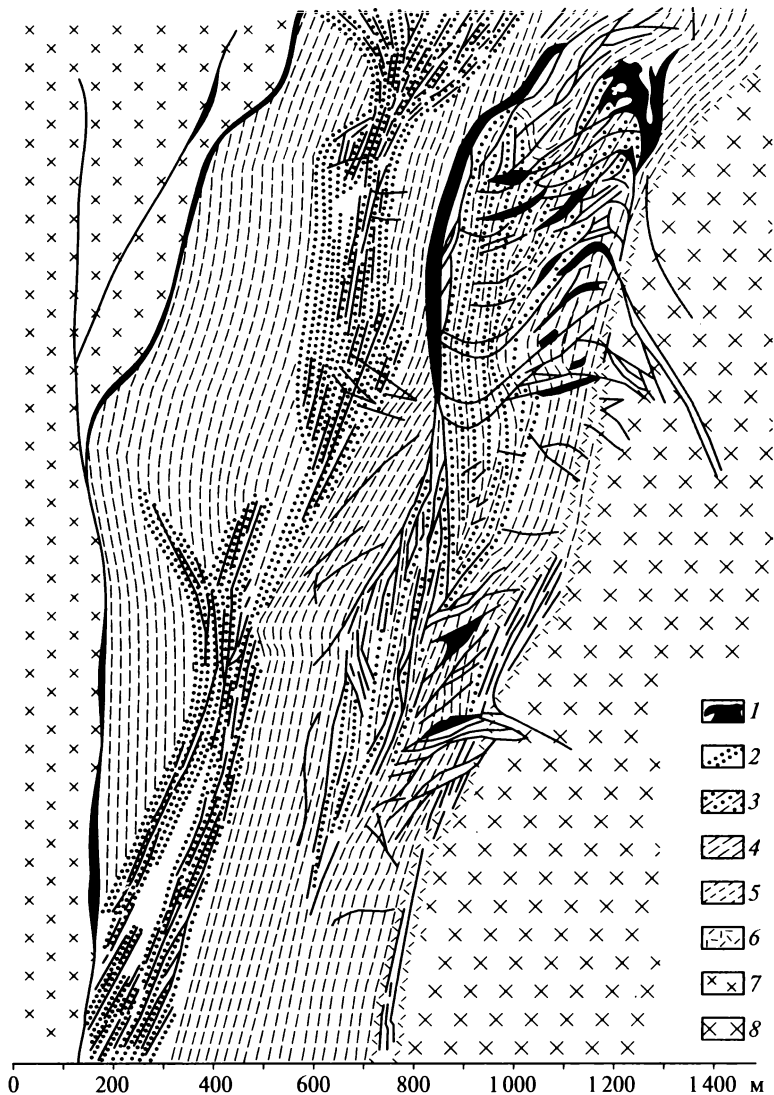


Рис. 6.25. Схема геологического строения медно-порфирового месторождения Чукикамата (по В. Лопецу и В. Перри):

1 — рудные жилы и прожилки (штокверковая зона); 2—6 — измененные палеогеновые монцитонитовые порфиры (2 — окварцованные, 3 — серицитизированные и слабоокварцованные, 4 — интенсивно серицитизированные, 5 — альбитизированные и серицитизированные, 6 — хлоритизированные и альбитизированные); 7, 8 — гранодиориты (7 — палеогеновые, 8 — юрские)

диорит-порфиров, прослеженному по простиранию на 14 км при ширине 500—2 000 м. На востоке он прорывает юрские и палеозойские гранитоиды, на западе Западным разломом отделен от гранодиоритов эоцен-олигоценного возраста. Образование штокверка рудоносных прожилков и жил связывается со сдвиговыми перемещениями по Западному разлому. Рудное тело представлено штокверком размером 3 000 × 750 м в плане, вытянуто с севера на юг вдоль Западного разлома, а в разрезе имеет форму сужающегося книзу клина. Штокверк образован густой сетью прожилков и ветвящихся жил (рис. 6.25). Первичное оруденение на глубину не оконтурено, скважины глубиной 1 000—1 300 м не вышли из руды. Главные минералы первичных руд — пирит, энаргит, халькопирит; второстепенные — борнит, сфалерит, галенит, молибденит. Вмещающие породы интенсивно серицитизированы, окварцованы и хлоритизированы.

Первичные руды на месторождении пока не разрабатываются, ведется добыча окисленных и смешанных руд. Мощность окисленных руд достигает 200 м. Зона вторичного сульфидного обогащения прослеживается до глубины около 700 м. Месторождение разрабатывается карьером (3,9 × 1,1 км в плане, глубина около 460 м), его проектная глубина 850 м. Ежегодная добыча составляет 900 тыс. т меди (11 % мировой).

Колчеданные месторождения представлены несколькими типами, являющимися составными частями единого эволюционного ряда обширного семейства колчеданно-полиметаллических месторождений, которые связаны с вулканогенными и вулканогенно-осадочными базальтоидными формациями раннегеосинклинальных этапов развития складчатых поясов. Все основные особенности месторождений и, в первую очередь, состав руд (соотношения меди, цинка, свинца) обусловлены типом рудоносных формаций, а последние — палеовулканической и геотектонической позицией колчеданосных провинций.

Выделяется несколько типов колчеданосных провинций, различающихся режимом вулканизма, петрохимической специализацией рудоносных формаций, различной степенью их дифференцированности. К числу существенно медных можно отнести кипрский, уральский, отчасти малокавказский типы. Рудоносные провинции кипрского типа представляют собой первичные геосинклинали, океанические рифтогенные структуры, выполненные натровыми недифференцированными базальтовыми формациями. Колчеданные месторождения этих провинций характеризуются преобладанием серно- и медно-колчеданных руд.

Провинции уральского типа представлены островодужными вулканическими поясами первичных эвгеосинклиналей с контрастными (риолит-базальтовыми) и непрерывными (базальт-анде-

зит-дацит-риолитовыми) формациями. Состав руд: серно-, медно-колчеданный, цинк-медно-колчеданный.

Провинции малокавказского типа — это островодужные окраинно-континентальные системы с непрерывными в основном андезитоидными формациями. Оруденение представлено свинцово-цинково-медно-колчеданными рудами.

Колчеданные месторождения обычно тяготеют к верхним частям разреза рудоносных формаций, располагаясь в вулканогенно-осадочных, вулканомиктовых или терригенных породах, фиксирующих прекращение или затухание очередного этапа активного вулканизма.

Размещение рудных полей и месторождений в пределах колчеданосных провинций контролируется положением вулканических центров, рудные тела, как правило, приурочены к локальным вулканическим структурам.

Рудные тела — линзовидные, нередко пластообразные согласные залежи (рис. 6.26). Со стороны лежачего бока рудных тел в рудоподводящих каналах и зонах развиваются прожилково-вкрапленные штокверковые руды, иногда секущие жилы и жильные системы. Протяженность рудных тел достигает иногда 3—5 км при мощности до 100 м.

В последние годы в массивных колчеданных рудах южно-уральских месторождений обнаружены реликты придонных гидротер-

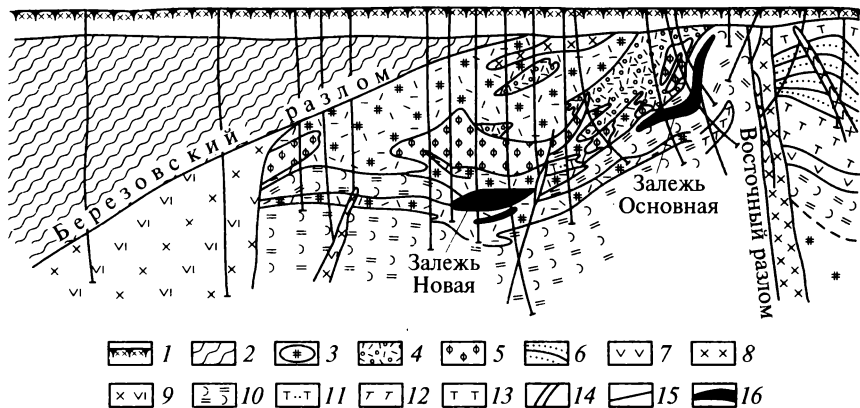


Рис. 6.26. Поперечный геологический разрез Орловского месторождения (по А. М. Гинатулину):

1 — рыхлые отложения; 2 — метаморфические сланцы ордовика; 3 — эффузивно-экструзивные кварцевые риолиты; 4 — лавобрекчии кварцевых риолитов; 5 — субвулканические риолиты; 6 — песчаники; 7 — порфириты андезитовые; 8 — плагиогранит-порфиры; 9 — гранодиориты; 10 — кремнистые и глинистые алевролиты; 11 — туфопесчаники; 12 — туфы смешанные; 13 — кислого состава; 14 — жильные диабазы; 15 — тектонические нарушения; 16 — сульфидные руды

мальных построек, аналогичных современным «курильщикам» срединно-океанических хребтов и даже содержащих остатки замещенной сульфидами фауны, ассоциация которых типична для сообщества, населяющего современные «черные курильщики».

Колчеданные месторождения широко распространены, они присутствуют в провинциях развития базальтоидного вулканизма от докембрийских до современных; в них содержится 8,4 % запасов меди. В России разведано 55 медно-колчеданных месторождений, содержащих 28 % общероссийских запасов меди. Одно из них — Гайское — относится к разряду уникальных по запасам. Максимальные концентрации колчеданных руд фиксируются в докембрии и среднем-позднем палеозое. Наибольшей известностью пользуются месторождения Южного и Среднего Урала (Гайское, Сибайское, Блявинское, Учалинское, Подольское и др.), Северного Кавказа (Урупское, Худесское), Канады (Кидд-Крик, Вайз, Норбек, Флин-Флон и др.), Кипра (Скуриотисса), Испании (Рио-Тинто), Японии (Бесси), Турции, Норвегии, Швеции и др. (рис. 6.27).

Сульфидные руды океана — одно из крупнейших открытий последнего времени, оказавших существенное влияние на формирование концепции колчеданного рудообразования. Общеизвестно, что сульфидные скопления, формирующиеся на дне океана в результате деятельности подводных гидротермальных систем, являются современными аналогами древних колчеданных месторождений. Известны два типа проявлений гидротермальных сульфидов на дне океана: металлоносные осадки и массивные сульфиды.

Металлоносные осадки, наиболее близкие по условиям формирования некоторым типам древних колчеданных руд, обнаружены в Красноморском рифте. Здесь, в осевом трого, установлен ряд локальных впадин, заполненных металлоносными осадками и гидротермальными минерализованными рассолами. В одной из этих впадин — Атлантис-II, размеры которой составляют 6×15 км, зафиксированы активная гидротермальная деятельность и продолжающийся в настоящее время процесс накопления металлоносных осадков. Металлоносные осадки впадины Атлантис-II представлены пачкой чередования слоев различных фаций, среди которых присутствуют сульфидные слои. Прослои сульфидных фаций содержат плохо окристаллизованные сфалерит и марматит, реже пирит, микрокристаллические агрегаты барита, а также более редкие кубанит, цинк-халькопирит и др. Мощность осадков — 30—100 м, время их формирования оценивается в 25 тыс. лет. Мощность сульфидных горизонтов в осадках — 1—7 м. Средние содержания металлов в верхнем горизонте составляют (%): железо — 23, цинк — 2,4, медь — 0,8, свинец — 0,05. По оценке Д. Бишофа, в осадках впадины Атлантис-II сосредоточено 1,7 млн т цинка

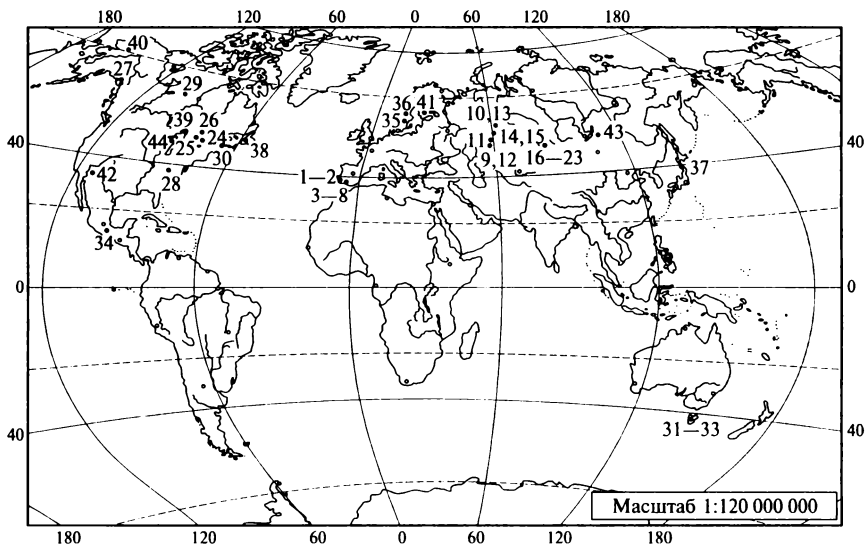


Рис. 6.27. Размещение крупнейших колчеданных месторождений вулканической ассоциации (по Н.И.Еремину и др., 2003):

1—8 — Иберийский колчеданный пояс (1 — Алжустрел, 2 — Новиш-Кореу, 3 — Рио-Тинто, 4 — Лос-Фраипес, 5 — Лас-Крусос, 6 — Азнапкольяр, 7 — Сотиель, 8 — Тарсис); 9—15 — Урал (9 — Гайское, 10 — Дегтярское, 11 — Сибайское, 12 — Подольское, 13 — Левихинское, 14 — Узельгинское, 15 — Учалинское); 16—23 — Рудный Алтай (16 — Риддер-Сокольное, 17 — Чекмарь, 18 — Тишинское, 19 — Зырянское, 20 — Малеевское, 21 — Николаевское, 22 — Орловское, 23 — Корбалихинское); 24—26 — Абитибиды (24 — Хорн, 25 — Кидд-Крик, 26 — Лувикор-Дискавер); 27 — Уинди-Крагги (Британская Колумбия); 28 — Дактаун (Аппалачи); 29 — Флин-Флон (Черчимлл); 30 — Брансуик № 12 (Батерст); 31—33 — пояс Маунт-Рид (31 — Хельер, 32 — Розбери, 33 — Маунт-Лайель); 34 — Сан-Никола (Мексика); 35, 36 — Бергслаген (35 — Зинкгруван, 36 — Гарпенберг); 37 — Ханаока (Хокуроку); 38 — Баканс (Ньюфаундленд); 39 — Геко (Мамитупейдж); 40 — Арктик (Амблер); 41 — Оутокумпу; 42 — Юнайтед-Верде (Джером); 43 — Озерное (Зап. Забайкалье); 44 — Крандон (Южная)

(среднее содержание 3,4 %), 0,7 млн т — меди (1,3 %), 30 тыс. т — свинца (0,1 %), 2 100 т — серебра, 21 т — золота. Металлоносные осадки рассматриваются в качестве потенциального объекта будущего промышленного освоения.

Массивные сульфиды в виде конусовидных построек на базальтах были впервые обнаружены в 1978 г. К настоящему времени известно около 50 районов распространения гидротермальных сульфидных руд в Мировом океане. Многие из них находятся в активной стадии: через трубообразные конусы сульфидных построек продолжают поступать гидротермальные растворы (около 350 °С), насыщенные взвесями минеральных частиц и рассеивающиеся в водной среде, подобно дыму в воздухе. Благодаря этому

сульфидные трубы со струями выходящего из них «дыма» получили название «черных курильщиков».

В настоящее время активные и потухшие курильщики» выявлены в зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия, в районах задугового спрединга Тихого океана, в Атлантическом океане в пределах Срединно-Атлантического хребта (рис. 6.28). Гидротермальные сульфидные постройки весьма разнообразны по морфологии, строению и минеральному составу. По периферии холмов распространены шлейфы осадков, возникших в результате осаждения и окисления рудной взвеси из «черных дымов» — гидроксидов железа с реликтами зерен пирротина, пирита и сульфидов цинка.

Нередко сульфидные постройки имеют форму труб, колонн и пагод высотой до 15—20 м, возвышающихся на конических цоколях.

Сульфидные руды на дне океана встречаются и в других формах — в виде полей массивных сульфидов и глыбовых развалов руд. Минеральный состав сульфидных руд гидротермальных построек весьма разнообразен. Пирит, марказит, пирротин, сфалерит, вюртцит, халькопирит и кубанит являются главными минералами руд. Изредка встречаются галенит, арсенопирит, никелин, молибденит, теннантит, минералы серебра, самородная медь, золото и др. В изобилии присутствуют оксиды и гидроксиды железа.

Общие ресурсы океанских сульфидных руд оцениваются по-разному. Масса наиболее крупного рудного тела, обнаруженного в Галапагосской зоне, достигает 25 млн т. Мелкие рудные тела имеют массу порядка нескольких тысяч тонн.

Ресурсы меди в сульфидных рудах океана, известных к 1987 г. (по Г. Н. Батурину), оценивались в диапазоне от 5 до 216, цинка — от 11 до 518 млн т. Перспективы промышленного освоения сульфидных руд пока неясны.

Стратиформные месторождения медистых песчаников и сланцев отличаются следующие типоморфные особенности:

приуроченность к пестроцветным терригенным толщам, сформированным в платформенных условиях и на заключительных стадиях геосинклинального режима;

согласное с вмещающими породами залегание рудных тел, имеющих пластовые, пластообразные, линзовидные, лентовидные формы;

отсутствие околорудных изменений, слабо проявленные карбонатизация, окварцевание являются следствием поздних преобразований;

относительно простой минеральный состав руд, главными минералами в которых являются халькозин, борнит, халькопирит, пирит (второстепенные более многочисленны, разнообразие их определяется типом рудоносных формаций);

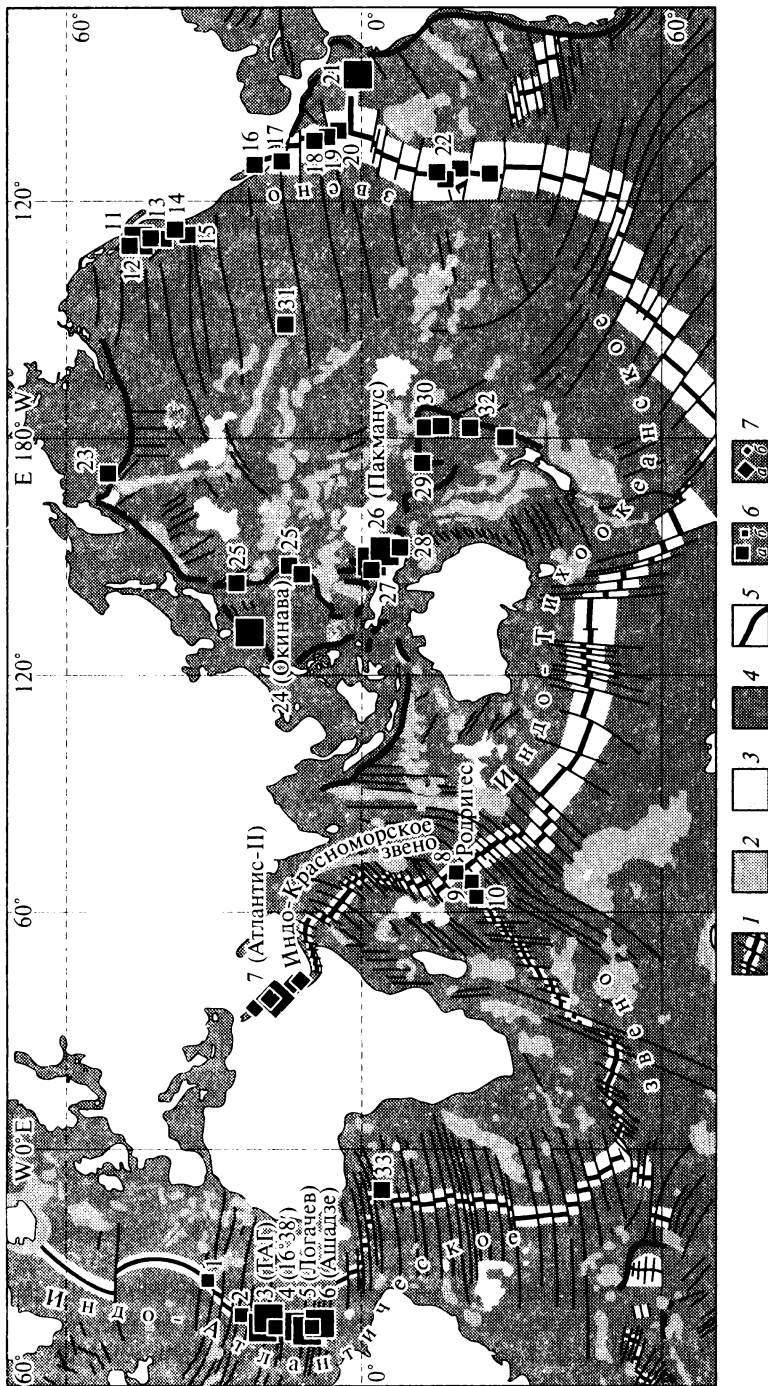


Рис. 6.28. Распространение гидротермальных и гидротермально-осадочных сульфидных руд Мирового океана (по С. И. Андрееву и др., 2007):

1 — осевая зона срединно-океанического хребта (СОХ) с центральным рифтом и трансформным разломом; 2 — вулканические и вулканотектонические поднятия; 3 — поднятия типа «океанских земель»; 4 — микроматерики и аваншельфы; 5 — окраинные желоба; 6 — скопления сульфидных руд (*a* — мелкие и средние, *b* — крупные); 7 — скопления металлоносных рассолов (*a* — мелкие и средние, *b* — крупные). Основные скопления гидротермальных и гидротермально-осадочных руд океана. **Район САХ (0—40° с.ш.):** 1 — Лаки Страйк; 2 — Брокен Спур; 3 — рудный узел ТАГ (рудное тело Рона, постройка Мир); 4 — рудное поле 16°38' с.ш.; 5 — рудный узел Логачев; 6 — рудное поле Ашадзе. **Красноморский рифт:** 7 — впадина Атлантик II. **Индийский океан** — тройное сочленение Родригес: 8 — рудная зона MESO; 9 — Кайрайт; 10 — гора Джордан. **Северо-восток Тихого океана:** 11 — Миддл-Велли; 12 — хр. Эксплорер; 13 — хр. Эндевор; 14 — хр. Хуан-де Фука; 15 — хр. Горда. **Калифорнийский залив — ВТП:** 16 — впадина Гуаймос; 17—21° с.ш. ВТП; 18—12° с.ш. ВТП; 19, 20 — 6—8° с.ш. ВТП. **Галапагосский хребет:** 21 — Галапагос. **Южная часть ВТП:** 22 — 20—22° ю.ш. **Западно-Тихоокеанская транзиталь:** 23 — вулкан Пийпа; 24 — трог Окинава; 25 — дуга Идзу-Бонино, Марианская; 26 — Пакманус; 27 — Манус; 28 — Вудларк; 29 — Северо-Фиджийский бассейн; 30 — трог Лау. **Океанические плиты:** 31 — вулкан Лоихи (к юго-востоку от Гавайского поднятия); 32 — вулкан Бразерс. **Южная Атлантика:** 33 — 5° ю.ш.



проявление минеральной зональности, выраженной в смене сульфидов (снизу вверх) и к флангам в последовательности: халькозин — борнит — халькопирит — пирит;

присутствие в промышленных количествах попутных компонентов — свинца, цинка, серебра, рассеянных элементов, иногда кобальта, урана и других, при этом количество попутных компонентов и их ассоциации также определяются типом рудоносных формаций.

Месторождения медистых песчаников и сланцев характеризуются крупными размерами, нередко относятся к уникальным по масштабам запасам. Содержания меди в рудах колеблются от 1 до 6 %. Соотношения главных рудообразующих элементов — меди, свинца и цинка — свидетельствуют о ведущей роли меди ($Pb:Zn:Cu = 1:0,5:10$).

В настоящее время большинство исследователей поддерживают и развивают концепцию полигенного и полихронного генезиса стратиформных месторождений, согласно которой первичные руды стратиформных месторождений медистых песчаников и сланцев имеют осадочное происхождение, но позднее в результате процессов диа- и катагенеза и под воздействием подземных горячих минерализованных вод испытали в ряде случаев заметные преобразования.

Месторождения медистых песчаников и сланцев связаны с формациями красноцветных, пестроцветных, сероцветных песчано-сланцевых осадочных (иногда вулканогенно-осадочных)

пород, формирующимися в крупных депрессионных структурах, развивающихся в условиях орогенного режима или режима активизации платформ.

Меденосные формации подразделяют на ряд типов по геотектонической позиции, режимам накопления, стратиграфическим, литолого-фациальным, металлогеническим особенностям.

Наиболее крупные стратиформные месторождения медистых песчаников и сланцев находятся в Казахстане (Джезказган), Польше (Легнице-Глогувское рудное поле), Замбии (Нчанга, Муфугир, Нкана и др.), Заире (Камото, Мусоши), Афганистане (Айнак). Из российских месторождений наибольший интерес представляет Удокан.

Удоканское месторождение находится на территории Северо-Восточного Забайкалья в пределах Олекмо-Витимской меденосной металлогенической провинции и приурочено к крупному раннепротерозойскому Кодаро-Удоканскому прогибу в архейском кристаллическом фундаменте. Прогиб заполнен карбонатно-терригенными отложениями удоканского комплекса общей мощностью 9—12 тыс. м, в котором выделены (снизу вверх) три формации: углеродсодержащая песчано-сланцевая флишоидная, моласоидная пестроцветная карбонатно-алевритопесчаная и моласоидная алевритопесчаная.

Меденосные отложения приурочены к верхней части комплекса, характеризуются регрессивным режимом накопления осадков алевролит-аргиллит-песчаникового состава с признаками мелководных условий седиментации в обстановке засушливого климата. Структурная позиция месторождения определяется мульдообразной складкой, вытянутой в северо-западном направлении на 12 км при ширине до 4,5 км, осложненной мелкой складчатостью, взбросо-сдвигами и дайками габбро-диабазов. Месторождение занимает площадь около 30 км². Центральная часть синклинали сложена свитой алевролитов, аргиллитов и песчаников мощностью до 1 000 м. Залегающая ниже рудовмещающая толща имеет мощность от 650 до 800 м, на 95 % она сложена серыми и розовато-серыми ритмично переслаивающимися песчаниками, в меньшей степени — алевролитами и аргиллитами (рис. 6.29).

Меденосный горизонт, приуроченный к средней части толщи, имеет мощность от 50—100 до 250—270 м; в нем установлено четыре рудоносных уровня. Рудные тела определяют по результатам опробования, они характеризуются согласным залеганием, пластообразно-изометричной, линзовидной, лентовидной формы. Все рудные тела в плане образуют серию рудных полос или лент, протягивающихся вкрест простирания мульды, что свидетельствует о постепенном продвижении в этом направлении палеоделты. Богатые залежи тяготеют к поверхностям размыва в локальных депрессиях и русловых впадинах. Протяженность руд-

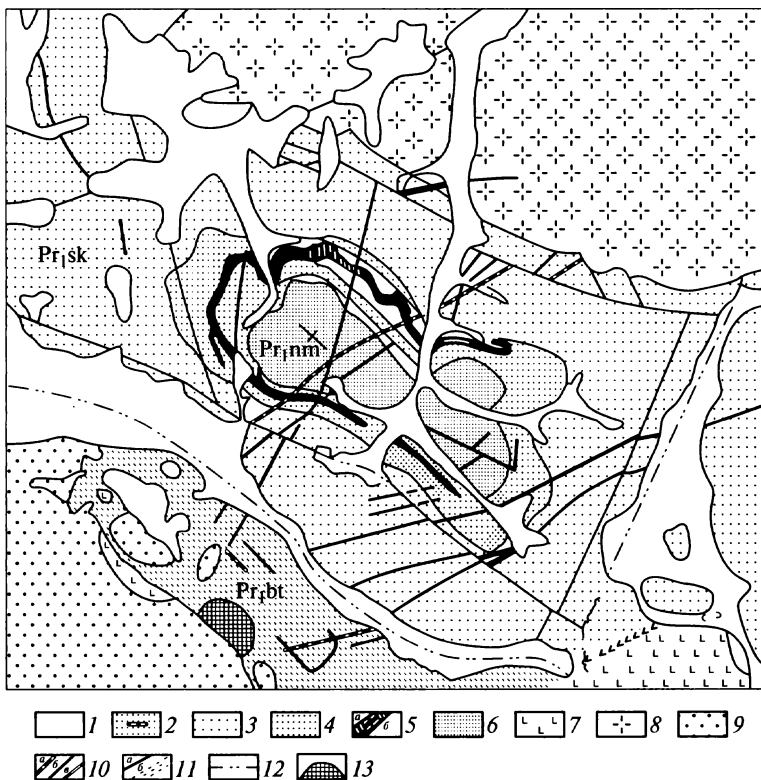


Рис. 6.29. Схематическая геологическая карта района Удоканского месторождения (по П. В. Петровскому):

1 — четвертичные отложения; 2 — бутунская свита; 3 — сакуканская свита; 4 — рудовмещающая толща; 5 — рудоносный горизонт (а) и рудные тела (б); 6 — намингинская свита (PP₁); 7—9 — комплексы (7 — чинейский (PP₁), 8 — кодарский (PP₂), 9 — ингамакитский (PP₂)); 10 — дайковые тела комплексов (а — чинейского, б — доросского, в — кодарского); 11 — тектонические разломы 1-го (а) и 2-го (б) порядков; 12 — предполагаемое продолжение разломов под четвертичными отложениями; 13 — магнитная аномалия

ных тел достигает 2—3 км. Среднее содержание меди в рудных телах от 1,34 до 1,67 %. Содержание серебра составляет в среднем 12,9 г/т. Запасы меди на месторождении — более 20 млн т. Попутные компоненты помимо серебра — золото с содержанием 0,5 г/т (в концентрате) и железо, связанное с магнетитом.

Локализованное в раннепротерозойской толще осадочно-метаморфизованных пород месторождение подверглось воздействию катагенеза, регионального и контактового метаморфизма, тектоническим дислокациям.

6.2.5. Свинец и цинк

Свинец и цинк в природе встречаются совместно, образуя комплексные полиметаллические месторождения. Свинец известен с древнейших времен, в Месопотамии и Египте он использовался за 6—7 тыс. лет до н. э. Серебро-свинцовые месторождения в Средиземноморье, Аравии, Иране, Индии, Китае разрабатывались за 10—20 вв. до н. э. В Китае более чем за 2 000 лет до н. э. свинец использовался для чеканки монет и изготовления монетного сплава.

Металлический цинк был открыт в 1520 г., однако наиболее ранние изделия из него относятся к VI—V вв. до н. э. Добыча цинка в Европе началась с 1740 г., а до этого он поступал из Индии и Китая.

В настоящее время большая часть производимого свинца используется для изготовления аккумуляторных батарей (63 %). Цинк идет в основном для производства оцинкованной стали — 47 %, латуни, бронзы и других сплавов — 19 %. Разведанные запасы свинца в 70 зарубежных странах оцениваются в 114 млн т, цинка — 250 млн т. Наиболее крупными запасами свинца и цинка обладают США, Австралия, Казахстан, Канада, Китай. Россия занимает четвертое место в мире по запасам свинца и пятое по запасам цинка. Обеспеченность современного уровня добычи подтвержденными запасами свинца и цинка оценивается в 38—39 лет. Суммарные запасы свинца и цинка в уникальных месторождениях превышают 5 млн т, в крупных — колеблются от 5 млн т до 600 тыс. т, в средних — от 600 до 200 тыс. т, в мелких — менее 200 тыс. т. По масштабам использования в промышленности свинец и цинк, каждый в отдельности, уступают меди, а в сумме превосходят ее. Ежегодное производство в концентратах составляет (млн т): свинца — 2,8—3,0; цинка — 6,2—7,1; рафинированного свинца — 4,9—5,4 (при этом 40—45 % его получают из вторичного сырья); металлического цинка — 6,3—6,9.

В России месторождения свинца и цинка сосредоточены на Урале, Северном Кавказе, Рудном Алтае, Енисейском кряже, Забайкалье, Приморье и др.

Кларк свинца — $1,6 \cdot 10^{-8} \%$, он увеличивается от ультраосновных ($1 \cdot 10^{-6} \%$) и основных ($8 \cdot 10^{-4} \%$) к кислым магматическим породам ($2 \cdot 10^{-3} \%$). Кларк цинка несколько выше — $8,3 \cdot 10^{-2} \%$; при этом наиболее высокое содержание его наблюдается в основных породах ($1,3 \cdot 10^{-2} \%$) по сравнению со средними ($7,2 \cdot 10^{-3} \%$) и кислыми ($6 \cdot 10^{-3} \%$) породами.

В рудах свинцово-цинковых месторождений встречается до 30 рудных минералов, однако основное промышленное значение имеют лишь галенит и сфалерит. Среднее значение стандартного отношения $Zn: Pb$ для всех генетических типов месторождений по запасам и добыче составляет (1,4—1,85):1. Попутными компонен-

тами свинцово-цинковых руд являются Cd, Ag, Au, Se, Te, Ge, Ta, Ga, In. В свинцово-цинковых рудах сосредоточено более 80 % мировых запасов кадмия, 40—50 % таллия, 25—30 % селена, теллура, индия, 15—20 % галлия и висмута. Свинцово-цинковые руды дают 50 % мировой продукции серебра. Свинцово-цинковые руды относятся к богатым при содержании свинца свыше 4 % или наличии свинца и цинка более 7 %; руды среднего качества содержат свинца 2—4 % или 4—7 % суммы свинца и цинка; бедные руды характеризуются содержанием свинца 1,2—2,0 % или суммы свинца и цинка не ниже 4 %.

Среди промышленных месторождений свинца и цинка выделяют: скарновые, жильные гидротермальные, месторождения экзогенно-эндогенной серии.

Скарновые месторождения (свинцово-цинковые) связаны с вулканоплутоническими ассоциациями, формировались в периоды завершения вулканической активности и локализованы в пределах вулканотектонических структур. Рудные тела ассоциируются с известковыми скарнами, располагаются на удалении от контактов с интрузивами, характеризуются сложной морфологией.

Руды обычно богатые сплошные и вкрапленные. Соотношение свинца и цинка близко 1:1. Содержания свинца колеблются в пределах 6—12 %, цинка — 6—14 %. Содержание меди незначительно, серебра 30—300 г/т. Типичные элементы-примеси: Fe, Cd, Mn, Sn, Cu, In, Bi, Ag, Sb. Месторождениям свойственна горизонтальная и вертикальная зональность: в верхних частях и по периферии развиты галенитовые руды, с глубиной увеличивается роль сфалерита, а затем преобладает арсенопиритовая и пирротиновая минерализация. Вертикальный размах сульфидного оруденения достигает 1 000 м.

Свинцово-цинковые скарновые месторождения в мировом балансе запасов имеют подчиненное значение, обеспечивая 6 % запасов и 9—14 % добычи. Для России роль этих месторождений более существенна.

Скарновые месторождения, обычно средние и мелкие по масштабу запасов, распространены достаточно широко. Они известны в Приморье (Николаевское, Верхнее и др.), Забайкалье (Кадаинское, Смирновское, Алгачинское и др.), Казахстане (Кызыл-Эспе, Аскоран), Средней Азии (Алтын-Топкан, Кансай), Швеции, Сербии, США, Перу и других странах.

Жильные гидротермальные месторождения представлены жильными рудными телами. В некоторых случаях это одиночные жилы, в других — системы трещин, образующие значительные по площади жильные поля. Вмещающие породы весьма разнообразны — гранитоиды, известняки, песчано-сланцевые отложения и др. Морфология рудных тел определяется трещинной структурой. В составе руд преобладают галенит и сфалерит, в меньших коли-

чествах содержатся халькопирит, пирит, пирротин, иногда блеклые руды, минералы серебра. Нерудные — кварц, карбонаты, барит. Нередко на месторождениях фиксируется вертикальная зональность, обусловленная преобладанием галенита на верхних горизонтах, сфалерита, а также пирита и пирротина на нижних.

В некоторых случаях установлена связь жильных месторождений с процессами вулканизма (Садон, Згид), в других они относятся к плутоногенным образованиям (месторождения Гарца, Рудных гор и др.).

Масштаб месторождений мелкий, средний, редко — крупный. Промышленное значение этой группы скромное: в них заключено 3 % запасов свинца, 9 % запасов цинка, они обеспечивают соответственно 4 и 7 % добычи. Жильные месторождения многочисленны. Они распространены на Северном Кавказе (Садонское, Згидское, Холстинское), в Средней Азии (Замбарак, Тары-Эван), в Гарце, Рудных горах, Чешском массиве, в США (Кер-д'Ален), Канаде (Кен-Хилл) и др.

Месторождения экзогенно-эндогенной серии образуют обширное семейство, объединенное в генеральном плане общностью состава руд (определяемого преобладанием сульфидов свинца и цинка), экзогенно-эндогенным типом рудообразования (эндогенный источник рудного вещества, экзогенные условия рудоотложения), связью с геологическими формациями комбинированного типа, состоящими из пород и магматического, и осадочного генезиса. В составе этого семейства целесообразно выделить три группы, отвечающие промышленным типам: а) колчеданно-полиметаллические месторождения в вулканогенных формациях; б) колчеданно-полиметаллические месторождения в терригенных формациях; в) стратиформные месторождения в карбонатных формациях. Промышленная значимость этих типов весьма существенна: в первых двух сосредоточено более 60 % подтвержденных запасов, они обеспечивают более 45 % добычи свинца и цинка; третий тип содержит почти 30 % запасов и дает почти треть добычи.

Характерной особенностью каждой из этих групп является то, что входящие в ее состав месторождения образуют своеобразные эволюционные ряды, в которых закономерно меняются соотношения основных рудообразующих металлов — меди, цинка, свинца, а также бария и серебра. Установлено, что это связано с изменчивостью состава и строения рудоносных формаций. Так, в первой группе уменьшение меди и возрастание роли свинца в рудах коррелируются с увеличением относительного количества кислых пород среди вулканитов, повышенными содержаниями в них калия, возрастанием объемов терригенных пород и другими особенностями рудоносных формаций. Благодаря этому эволюционный ряд колчеданно-полиметаллических месторождений, связанных с вулканогенными формациями, смыкается, с одной сто-

роны, с рядом серно-медно-колчеданных и медно-цинковых месторождений (колчеданные месторождения меди), а с другой стороны — с рядом колчеданно-полиметаллических месторождений в терригенных формациях.

Таким образом, колчеданные, колчеданно-полиметаллические и стратиформные свинцово-цинковые месторождения образуют единый эволюционный ряд. Смена составов руд месторождений в этом ряду от серно- и медно-колчеданных до свинцово-цинковых происходит в соответствии со сменой состава рудоносных формаций и эволюцией их петрохимических особенностей. В пределах почти каждого конкретного месторождения присутствуют руды разного состава, также образующие свой ряд, совпадающий с одной из частей общего эволюционного ряда.

Колчеданно-полиметаллические месторождения в вулканогенных формациях представлены широкоизвестными рудно-алтайским типом, близким к нему типом Куроко, хандизинским типом и др. Месторождения этой группы связаны с контрастно и последовательно дифференцированными базальтоидными формациями — базальт-риолитовой, базальт-андезито-дацито-риолитовой и другими, развивающимися в пределах островодужных систем, заложенных на коре сиалического типа или на раздробленной переработанной континентальной коре.

Среди пород, слагающих рудоносные формации, преобладают кислые вулканы (лавы, лавобрекчии, туфы, игнимбриты), составляющие до 45—50 % общего объема. Базальты, их туфы значительно уступают кислым разностям, составляя 10—15 %. На долю осадочных пород — песчаников, алевролитов, известковистых сланцев, известняков — приходится до 35—40 %. Основные особенности месторождений находятся в прямой зависимости от состава, строения, эволюции рудоносной формации: региональная позиция месторождений определяется региональными вулканотектоническими структурами, состав руд месторождений — петрохимическими особенностями рудоносных комплексов, положение и морфология рудных тел — характером локальных вулканических структур и их элементов.

Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения представлены объектами различного масштаба, в том числе весьма крупными. Они широко распространены в палеовулканических провинциях на Рудном Алтае (Риддер-Сокольное, Корбалихинское, Малеевское, Николаевское, Тишинское и др.), Салаирском кряже (Салаирское, Урское), в Западном Забайкалье (Озерное), Юго-Западном Гиссаре (Хандизинское). Представителями этого типа являются месторождения Куроко в Японии и такие известные объекты, как Кидд-Крик, Фаро, Брансуик в Канаде, Рио-Тинто в Испании, Рэд-Дог в США, Фалун в Швеции, Ангуран в Иране и многие другие.

Риддер-Сокольное месторождение находится на Рудном Алтае на территории Казахстана. Месторождение связано с девонской базальт-риолитовой формацией.

Все рудные залежи Риддер-Сокольного месторождения приурочены к сводовым частям купольных структур, сложенных в основном гидротермально-осадочными кварцитами, которые в верхних частях сменяются пластами хлоритолитов и серицитолитов. Рудные залежи имеют весьма выразительную медузообразную форму: верхняя часть залежи представляет собой пластообразное, линзовидное тело сплошных гидротермально-осадочных руд, согласно залегающее на поверхности купола, подстилаемое хлоритолитами и серицитолитами. Вниз от согласной залежи отходят многочисленные апофизы, представленные жильными телами и минерализованными штокверковыми зонами. Эта корневая система локализована в трещинных рудоподводящих зонах. На склонах куполов фиксируются многочисленные шлейфы рудокластов, линзы слоистых обломочных руд. Иногда сползшие с куполов перемещенные залежи столь значительны, что представляют промышленный интерес (рис. 6.30).

Главные рудообразующие минералы — сфалерит, галенит, халькопирит и пирит; второстепенные — тетраэдрит, теннантит, марказит, арсенопирит, золото, серебро, электрум; редкие — борнит, молибденит, алтаит, самородный висмут, висмутин и др. Зональность отчетливо выражена в смене снизу вверх серно-колчеданных, медно-колчеданных, медно-цинковых, свинцово-цинковых и барит-свинцово-цинковых руд; первые три типа локализованы в основном в корневой жильно-штокверковой зоне. В пластовой части рудных тел преобладают массивные, слоистые, полосчатые, колломорфные и брекчиевые текстуры; жильно-штокверковые руды характеризуются прожилково-вкрапленными, прожилково-полосчатыми, пятнистыми текстурами.

Средние содержания металлов в пластовых телах: Pb — 4,0 %, Zn — 6,0 %, Cu — 0,3 %; Au — 3 г/т, Ag — 8 г/т. Ниже залегающие прожилковые руды содержат: Pb — 0,9 %, Zn — 2,2 %, Cu — 0,4 %; Au — 5 г/т, Ag — 20 г/т. Штокверковые медно-цинковые руды корневых частей характеризуются содержаниями: Pb — 0,3 %, Zn — 1,0 %, Cu — 2,3 %; Au — 1,3 г/т, Ag — 1,5 г/т.

Озерное месторождение находится в Западном Забайкалье. Месторождение приурочено к останцу нижнекембрийских вулканогенно-осадочных пород, расположенному среди гранитоидов среднепалеозойского возраста. Рудоносная формация образовалась в результате проявления дифференцированного базальт-андезит-дацит-риолитового вулканизма; преобладающая роль принадлежит андезитам и дацитам. В составе формации выделяются реликты вулканических построек центрального типа. В рудовмещающей толще преобладают нормальные осадочные породы, что позволя-

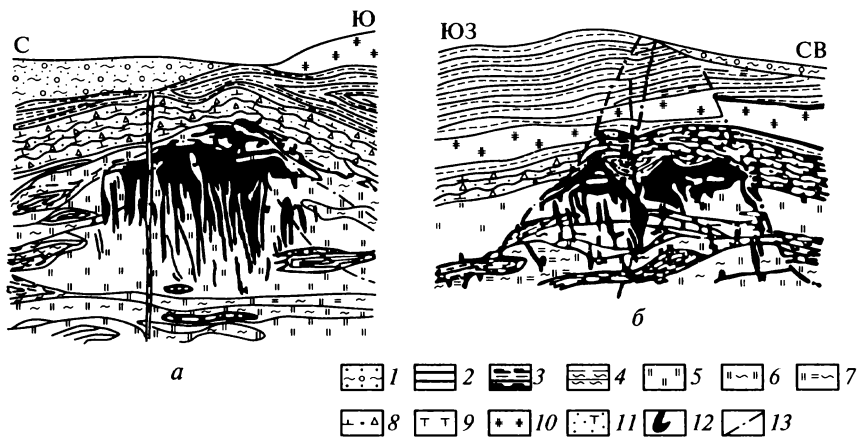


Рис. 6.30. Разрезы рудных залежей Риддер-Сокольного месторождения:

a — Юго-Западная; *б* — Победа (по данным Лениногорского рудника); 1 — рыхлые отложения; 2 — алевропелиты; 3 — известковистые алевропелиты; 4 — серицитизированные алевропелиты; 5 — микрокварциты; 6 — серицит-хлорит-кварцевые породы; 7 — серицитизированные микрокварциты; 8 — агломеративные туфы смешанного состава; 9 — миндалекаменные плагиоклазовые порфириты; 10 — кварцевые альбит-порфиры; 11 — диабазы и диабазовые порфириты; 12 — полиметаллическая руда; 13 — разломы

ет отнести месторождение к переходному типу от колчеданно-полиметаллических в вулканогенных толщах к следующей группе в терригенных формациях. Этим обусловлены характерная колчеданно-свинцово-цинковая специализация руд при почти полном отсутствии меди и, кроме того, ассоциация сульфидных полиметаллических руд с сульфидно-железооксидными и железокарбонатными рудами с марганцем.

Гидротермально-осадочные руды месторождения формировались в локальной депрессии размером $0,8 \times 25$ км. Сульфидные и сидерит-сульфидные руды залегают в ритмично-слоистых туфогенно-терригенно-карбонатных породах турбидитового строения. В наиболее продуктивном горизонте месторождения в пачке туфогенно-карбонатных пород мощностью 360 м располагается 12 сближенных пластовых залежей максимальной мощностью до 40 м и протяженностью до первых километров. Под ярусными пластовыми рудными телами рудоподводящие зоны не встречены.

Главные рудные минералы — пирит, сфалерит и галенит; в незначительных количествах встречаются халькопирит, арсенопирит, пирротин, тетраэдрит, бурнонит. Отношение свинца и цинка близко 1:6. Элементы-примеси: кадмий, сурьма, мышьяк, серебро, таллий. В рудах широко представлены барий и баритовая минерализация. Типичны слоистые, ритмично-слоистые, града-

ционно-слоистые текстуры. Вертикальная зональность выражена в увеличении сидеритовой составляющей в верхних пластовых телах; свинец и цинк отлагаются преимущественно в подошве рудных залежей, а пирит в кровле. Латеральная зональность проявлена в повышенных концентрациях цинка в осевой части рудолокализирующей структуры, а свинца и бария — по ее флангам. По запасам свинца (1,6 млн т) и цинка (8,3 млн т), при средних содержаниях 1,2 и 6,2 % соответственно, озерное месторождение относится к уникальным объектам.

Колчеданно-полиметаллические месторождения в терригенных формациях связаны с углеродистыми терригенно-флишоидными формациями, в состав которых нередко входят вулканогенные комплексы базальтового или риолито-базальтового ряда натровой или калиевой специализации, сильно редуцированные по сравнению с формациями предшествующей группы. В ряду колчеданно-полиметаллических месторождений выделяется несколько типов, отличающихся особенностями состава руд и приуроченностью к рудовмещающим толщам различного формационного и литолого-фациального состава: филизчайский, маунт-айза, атасуйский и др. Общим для них является формирование в застойных обстановках осадконакопления окраинных и внутриконтинентальных морей. Рудоконтролирующими структурами служат локальные палеодепрессии высоких порядков. Рудные тела, как правило, локализованы среди углеродистых черносланцевых комплексов, приуроченных к средним частям формаций. Примерами могут служить месторождения Большого Кавказа (Кацдаг, Филизчайское, Катехское), Олокитского прогиба (Холоднинское, Овгольское), Енисейского кряжа (Горевское и др.), Джунгарского Алатау (Яблоновое, Текели), австралийские месторождения Мак-Артур-Ривер, Ридж, Кули, Маунт-Айза, Хилтон и др.

Горевское месторождение находится в Енисейском кряже. Рудовмещающая кремнисто-карбонатная толща верхнего рифея сложена ритмично-слоистыми известняками с прослоями мергелей мощностью 1 000—1 160 м. Толща интенсивно дислоцирована и метаморфизована, известняки перекристаллизованы, мергелистые и глинистые прослои превращены в кварц-серицит-известковистые и кварц-хлорит-известковистые сланцы. Магматические породы представлены дайками и штоками оливиновых долеритов.

Согласные рудные залежи линзовидной формы размещены среди кремнисто-сидеритовых пород. Протяженность вытянутых линз достигает 1 200 м, мощность колеблется от 20 до 150 м (рис. 6.31). Руды относятся к пирротин-сфалерит-галенитовому типу. На 60—80 % они состоят из сидероплезита, анкерита и кварца. Основными рудными минералами являются галенит (преобладает), сфалерит, пирротин; меньшее значение имеют пирит и марказит. Для зоны окисления характерны церуссит, англезит, пироморфит и

Рис. 6.31. Строение главного рудного тела Горевского месторождения (по В. В. Кузнецову, В. Г. Пономареву и др., 1990):

1 — сидериты, кремнистые сидериты; 2 — силициты, сидеритсодержащие силициты; 3 — рудные тела; 4 — мергели с прослоями глинистых сланцев; 5 — глинистые известняки с прослоями доломитов; 6 — кремнистые известняки с прослоями доломитов; 7 — мергели кремнистые, доломитистые; 8 — доломиты; 9 — разломы



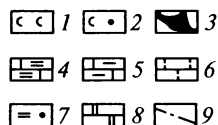
ковеллин. Горевское месторождение обладает уникальными запасами. Содержания свинца — 7,02 %, цинка — 1,36 %.

Вместе с вмещающими породами гидротермально-осадочные руды подверглись складчатости и метаморфизму, в результате они перекристаллизованы, частично переотложены, боковые породы скарнированы.

Месторождение Ушкатын-III находится в Казахстане. Оно расположено в пределах Жайльминской мульды и является представителем месторождений атасуйского типа. Группа комплексных железомарганцевых и свинцово-цинково-баритовых месторождений (Жайрем, Бестюбе, Ушкатын и др.) локализована среди пород фаменской осадочно-вулканогенной формации, в состав которой входят вулканиты трахибазальт-трахириолитового ряда и комплекс глинисто-кремнисто-карбонатных пород. Рудоносная пачка имеет флишоидный характер и представляет собой чередование одинаково построенных трехчленных ритмов: известковистые песчаники — алевропелиты — углисто-глинисто-карбонатные пелиты.

Рудные залежи имеют формы согласных с вмещающими породами линз, достигающих мощности 60—100 м в центральных частях и выклинивающихся с многократным расщеплением.

Атасуйские месторождения, Ушкатын-III в их числе, отличаются исключительно устойчивым парагенезисом железомарганцевого и свинцово-цинкового оруденения, при этом запасы как одних, так и других руд относятся к разряду крупных и уникальных. Пространственное распределение свинцово-цинкового и железомарганцевого оруденения на большинстве месторождений характеризуется ярусностью (чередованием в разрезе), а на месторождении Ушкатын-III отчетливо проявлен фациальный контроль одновременно отлагавшихся руд различного состава (рис. 6.32). Железные, марганцевые и свинцово-цинковые руды характери-



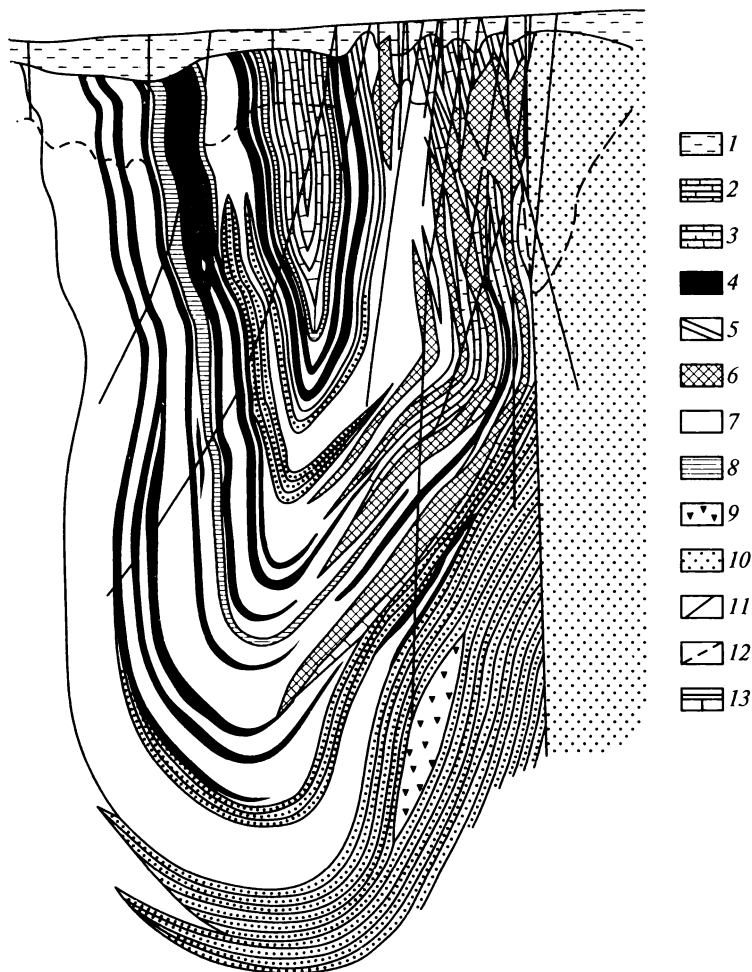


Рис. 6.32. Геологический разрез месторождения Ушкатын-III
(по А.А. Рожнову, 1983):

1 — глины, пески; 2—9 — фаменские отложения (2 — серые кремнистые известняки слоистой и волнисто-слоистой текстуры, 3 — рифогенные известняки серые и розовато-серые, 4 — марганцевые руды, 5 — железные руды, 6 — барит-свинцовые руды, 7 — глинисто-кремнисто-карбонатные породы, 8 — алевролиты и песчаники вишнево-серые, серо-зеленые, 9 — фельзит-порфиры); 10 — франкские вишневые и сиреневые песчаники и алевролиты; 11 — разрывные нарушения; 12 — нижняя граница древней коры выветривания; 13 — буровые скважины

зуются геохимической общностью, что свидетельствует о едином источнике рудного вещества.

Железные руды сложены гематитом, магнетитом, железистыми яшмами, присутствуют также сидерит, железистый кальцит и др.

Марганцевые руды, преобладающие над железными, состоят из браунита, гаусманита, якобсита, мангано-кальцита, олигонита; встречаются также родонит, бустамит, спессартин. Свинцово-цинково-баритовые руды сложены в основном баритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом.

В разных типах руд содержание свинца изменяется от 1,5 до 2 %, цинка от 0,1 до 5—6 %, в наиболее богатых рудах содержание всех металлов достигает 15—20 % и более. Содержание барита в свинцово-цинково-баритовых рудах составляет 60—80 %.

Стратиформные месторождения в карбонатных формациях в большинстве случаев связаны с карбонатными формациями, образовавшимися в подвижных зонах внутренних и краевых частей платформ, в эпиплатформенных рифтовых структурах и значительно реже в складчатых областях — на срединных массивах, в миогеосинклинальных зонах, сопряженных с платформами или срединными массивами.

Рудоносные формации сложены известняками и доломитами, часто битуминозными, с прослоями черных сланцев, кремнистых пород. Реже присутствуют песчаники, конгломераты. Иногда наблюдаются линзы и прослои сульфатных эвапоритов.

Рудные тела стратиформных месторождений представлены согласными пластовыми и лентовидными залежами и размещаются в одном или нескольких стратиграфических горизонтах. Залежи отличаются большой протяженностью (от сотен метров до первых километров), шириной (до 800—1 000 м) при мощности от 0,5 до 200 м, в среднем 10—20 м. Руды сложены сфалеритом, галенитом с незначительным количеством пирита, марказита, халькопирита, барита, сульфосолей свинца.

Генезис стратиформных месторождений дискуссионен. В последние годы появляется все больше фактов, свидетельствующих о пространственной связи этих месторождений с синхронным проявлением вулканизма в соседних зонах. Наиболее вероятным представляется двухэтапный процесс формирования месторождений. В ранний гидротермально-осадочный этап из гидротермальных растворов эндогенного происхождения, достигавших морского дна, в застойной обстановке локальных палеодепрессий осаждались сульфиды в виде рудных илов. Преобразование сульфидов происходило на стадии диагенеза при участии органического вещества. Второй этап — регенерации — связан с тектоническими и метаморфическими процессами перекристаллизации и перераспределения рудного вещества.

Типичными представителями данной группы могут быть названы месторождения России (Сардана, Барвинское), Казахстана (Миргалымсай, Ачисай, Шалкия), Узбекистана (Уч-Кулач), США (долина р. Миссури и др.), Канады (Пайн-Пойнт), Италии (Райбл), Польши (Верхняя Силезия), Ирландии (Наван) и др.

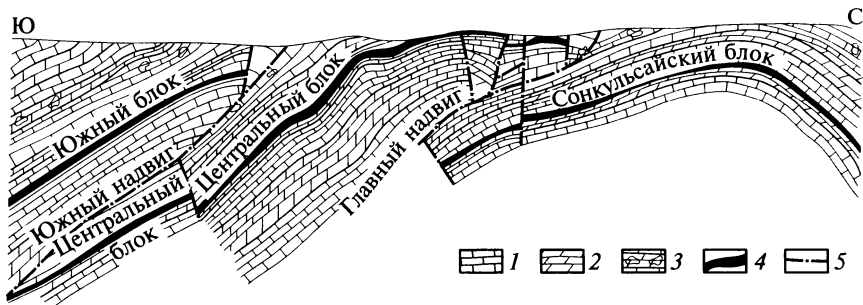


Рис. 6.33. Схематический разрез Миргалимсайского месторождения (по материалам Миргалимсайской ГРП):

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — брекчированные известняки; 4 — рудные тела; 5 — тектонические нарушения

Месторождение Миргалимсай находится в хребте Каратау на территории Казахстана. Руды локализованы в известняково-доломитовой формации фаменского возраста, приуроченной к внутриконтинентальной рифтогенной структуре. Продуктивные отложения имеют мощность около 600 м. Рудные тела приурочены к так называемому второму «ленточному» горизонту доломитов и частично к нижнему «ячеистому».

Рудолокализирующие породы, мощность которых колеблется от 2—4 до 24—28 м, отличаются повышенной концентрацией углеродистого вещества. Рудные тела представлены тремя согласными пластовыми залежами: Основной, Промежуточной, Параллельной. Размеры рудных тел по простиранию достигают 2 км, по падению — 1 км. Мощность наиболее крупной Основной залежи от 1 до 6 м (рис. 6.33).

Основные рудные минералы — барит, галенит, сфалерит, второстепенные — пирит и марказит. Соотношение свинца и бария составляет 1:0,1:6. В разрезе рудного горизонта содержание свинца и бария снизу вверх уменьшается соответственно от 1,17 до 0,36 % и от 6,4 до 3,3 %.

6.2.6. Олово

Олово — один из первых металлов, освоенных человеком. Первоначально оно использовалось в сплавах с медью как составная часть бронзы, широкое применение которой определило целую эпоху в истории развития цивилизации, получившую название «бронзовый век».

Химическая устойчивость олова, нетоксичность его солей и сплавов обеспечили широкое применение его в виде белой жести в пищевой промышленности (32 % добычи). Кроме того, олово

используется для получения бронз, латуни, баббитов (22 %), припав (29 %), типографских шрифтов, в химической промышленности (15 %) при производстве красителей, в стекольной и текстильной промышленности.

Олово извлекают из оловянных и комплексных — олово-вольфрамовых, оловосеребряных и оловополиметаллических руд. Подтвержденные запасы олова в 40 странах мира оцениваются в 7,3 млн т (Китай — свыше 23 %, Бразилия — почти 14 %, столько же Малайзия, Индонезия — 11 %) (рис. 6.34). Ведущее значение в запасах принадлежит россыпям — 58 %. Годовое производство олова в концентратах превышает 280 тыс. т (Китай — свыше 41 %, Индонезия — около 28, Перу — около 15, Россия — 1,1 %). Производство рафинированного олова превышает 340 тыс. т. Всего с на-

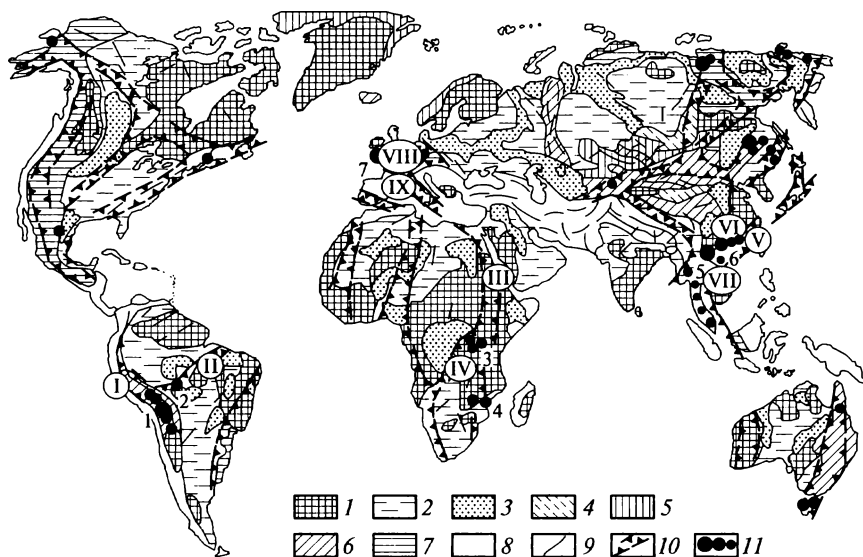


Рис. 6.34. Схема размещения крупных оловоносных районов мира (по А. Б. Павловскому и др., 1998):

1 — структуры древней консолидации — щиты, платформы, срединные массивы; 2 — осадочный чехол структур древней консолидации; 3 — наложенные прогибы; 4—8 — области завершённой складчатости (4 — байкальской, 5 — каледонской, 6 — герцинской, 7 — мезозойской, 8 — альпийской); 9 — основные региональные разломы; 10 — оловоносные пояса (I — Центрально-Бразильский, II — Андийский, III — Восточно-Африканский, IV — Кибарский, пояса Китая — V — Юго-Западный, VI — Нанлинский, VII — Лаос-Северо-Вьетнамский, VIII — Северо-Армориканский, IX — Южно-Армориканский); 11 — месторождения олова — весьма крупные, крупные, средние (оловорудные районы: 1 — Боливии, 2 — Рондопии, 3 — Карагие-Анколин, 4 — Бушвелда, 5 — Гонгио, 6 — Дачан, 7 — Корнуолл)

чала бронзового века добыто около 7 млн т олова. Уникальные коренные месторождения олова характеризуются запасами более 100 тыс. т, крупные — 100—25 тыс. т, средние — 25—5 тыс. т и мелкие — менее 5 тыс. т. В России основные месторождения сосредоточены в Верхояно-Чукотской, Сихотэ-Алинской и Монголо-Охотской рудных провинциях.

Кларк олова — $2,5 \cdot 10^{-4}\%$. При этом в ультраосновных породах он составляет всего $5 \cdot 10^{-5}\%$, в основных $1,5 \cdot 10^{-4}\%$; наиболее высокие содержания фиксируются в кислых магматических породах — более $3 \cdot 10^{-4}\%$.

Основной рудный минерал промышленных оловянных руд — касситерит. Содержание олова в рудах коренных месторождений колеблется от более 1 % в богатых до 0,1 % в бедных рудах. Россыпные месторождения разрабатываются при содержании касситерита 100—200 г/м³, в богатых россыпях содержание достигает 10—15 кг/м³.

Россыпи — ведущий геолого-промышленный тип оловянных месторождений. В них заключено почти 59 % запасов, они обеспечивают 75 % производства металла.

Из коренных месторождений наибольшее значение имеют грейзеновые, вулканогенные гидротермальные и плутоногенные гидротермальные; последние содержат более 50 % балансовых запасов олова в России.

Среди промышленных месторождений олова выделяют: пегматитовые, скарновые, грейзеновые, плутоногенные гидротермальные, вулканогенные гидротермальные, россыпные.

Пегматитовые месторождения олова локализуются в эндо- и экзоконтактных зонах биотитовых и двуслюдяных гранитных массивов, относящихся к раннеорогенным гранитным формациям.

Пегматитовые месторождения олова — небольшие по запасам, с низким содержанием (0,15—0,20 %), их практическое значение невелико (2,1 % в суммарных запасах олова). Однако они служат источником образования оловянных и оловянно-редкометалльных россыпей. Пегматитовые месторождения известны в Восточной Сибири, Забайкалье, на Балтийском щите и Рудном Алтае, наиболее развиты в Заире (Манано-Китотоло), Намибии (Уис), Замбии (Камативи), имеются также в США (Сильвер Хилл), Канаде (Берд Ривер), Австралии (Гринбушес).

Скарновые месторождения связаны с посторогенными гранодиорит-гранитными, реже габбро-гранодиорит-гранитными формациями. Оруденение приурочено к известковым и магнезиальным скарнам, формирующимся в приконтактных частях массивов и на некотором удалении от них среди вмещающих терригенно-карбонатных пород.

Руды вкрапленные, как правило, труднообогатимые, содержания олова в среднем 0,3—0,5 %, иногда достигают 2,0 %. Извлече-

ние олова, содержащегося в силикатах, нерентабельно. Запасы руды колеблются от нескольких миллионов тонн до 20—30 млн т. Скарновые месторождения известны в Приморье (Ярославское), Карелии (Питкяранта, Кителя), Средней Азии (Майхура, Сары-Булак), на Аляске (Лост-Ривер, Брукс-Маунтин), в Канаде, Австралии (Маунт-Гранет, Маунт-Бишоф), Великобритании, Китае и др. Промышленное значение месторождений этого типа невелико (0,7 % суммарных запасов в зарубежных странах).

Грейзеновые месторождения связаны с постороженными гранодиорит-гранитными формациями, представленными обычно крупными многофазными батолитами. Они приурочены к апикальным частям отдельных штоков, купольных выступов, апофиз, поздних лейкократовых аляскитовых разностей. Рудные тела — штокверки, минерализованные зоны, отдельные жилы, трубообразные тела. Жильные поля иногда занимают площади 1—3 км². Масштабы месторождений мелкие, средние, редко крупные. Тем не менее на долю этих месторождений приходится свыше 15,6 % запасов. При этом 70 % (600 тыс. т, среднее содержание 0,9 %) сосредоточено в одном месторождении — Питинга (Бразилия). Они также образуют россыпи касситерита.

Помимо олова в рудах содержатся вольфрам, молибден, литий, тантал и ниобий, циркон, флюорит, редкие земли. Главные минералы руд — касситерит, вольфрамит, арсенопирит, циннвальдит. Грейзеновые месторождения относятся преимущественно к касситерит-кварцевой формации.

Грейзеновые месторождения известны в Забайкалье (Этыка), Якутии (Кестер, Бутысычаг), на Чукотке (Экуг). Помимо уникального бразильского месторождения Питинга крупные месторождения имеются в Канаде (Ист-Кемпвилл), Франции (Эшасер), более мелкие в Германии и Чехии (месторождения Рудных гор — Альтенберг, Циновец и др.), США (Лост-Ривер), Китае, Бирме и др.

Плутоногенные гидротермальные месторождения олова представляют собой наиболее обширную и разнообразную группу. В ней выделяются месторождения касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной рудных формаций. Месторождения кварцевого типа связаны с гранодиорит-гранитными, гранодиорит-лейкогранитными формациями, свойственными структурам ранней консолидации складчатых областей, структурам тектономагматической активизации на щитах и платформах. Месторождения, относящиеся к касситерит-силикатной рудной формации, связаны с интрузивными комплексами габбро-гранодиорит-гранитовых и диорит-монцогранодиорит-гранитных формаций, развивающихся на поздних постороженных стадиях эволюции складчатых областей.

Месторождения касситерит-кварцевой формации сопровождаются грейзенизацией, турмалинизацией. Руды их на 90—95 % со-

стоят из кварца, помимо касситерита присутствуют вольфрамит, флюорит, сульфиды развиты слабо. Масштабы этих месторождений средние и мелкие.

Месторождения касситерит-силикатной формации характеризуются резким преобладанием в составе руд турмалина и хлорита. В рудах содержится значительное количество сульфидов. Масштабы месторождений средние и крупные, качество руд высокое; содержание олова 0,6—1 % и более. Вместе с оловом в переменных количествах присутствуют цинк, медь, свинец, реже вольфрам. На долю месторождений этого типа приходится 6,3 % суммарных запасов олова. В России эти месторождения содержат более 50 % балансовых запасов и обеспечивают свыше 60 % общего объема добычи.

Плутоногенные гидротермальные месторождения различных типов распространены на востоке России — на Чукотке (Пыркакайское, Волькумей), в Забайкалье (Хапчеранга, Шерлова Гора), Якутии (Депутатское, Эгехая), Приамурье (Солнечное, Фестивальное), Приморье (Хрустальное, Дубровское) и др. За рубежом наиболее значительные объекты этого типа находятся в Великобритании (Долкоатс, Крофти), Австралии (Ренисон-Белл, Гербертон, Квинсленд), Канаде (Маунт-Плезант).

Пыркакайское месторождение — крупнейшее месторождение олова в России, находящееся на Чукотке. Относится к касситерит-кварцевой формации.

Пыркакайский рудный район сложен мощной толщей песчаников и сланцев верхнего триаса. В пределах района, по геофизическим данным, фиксируется не вскрытый эрозией гранитный массив площадью 400 км², представляющий собой, вероятно, пластовое тело мощностью 2—3 км, расположенное на глубине 1—2,2 км. Куполообразные выступы интрузива, к экзоконтактовым зонам которых приурочены месторождения олова, находятся на глубине 600—800 м. Возраст оловоносных гранитов и связанного с ними оруденения определен как раннемеловой.

Месторождения находятся в надкупольной зоне выступов гранитоидного массива в ороговикованной песчано-сланцевой толще. Рудные тела представлены штокверковыми зонами. Размеры штокверков в плане от 50 × 200 м, 100 × 400 м до 1 300 × 120 м. Рудные тела оконтуриваются по результатам опробования. В центральных частях штокверков выделяются рудные столбы с повышенными содержаниями (рис. 6.35).

Жильные тела немногочисленны и развиты преимущественно на флангах штокверков. Протяженность их изменяется от десятков до нескольких сотен метров, мощность от 10 см до 1,5 м. Среди жил выделяются касситерит-кварцевые, касситерит-альбит-кварцевые и касситерит-сульфидно-кварцевые.

Кроме олова в рудах содержатся вольфрам, реже — медь и цинк.

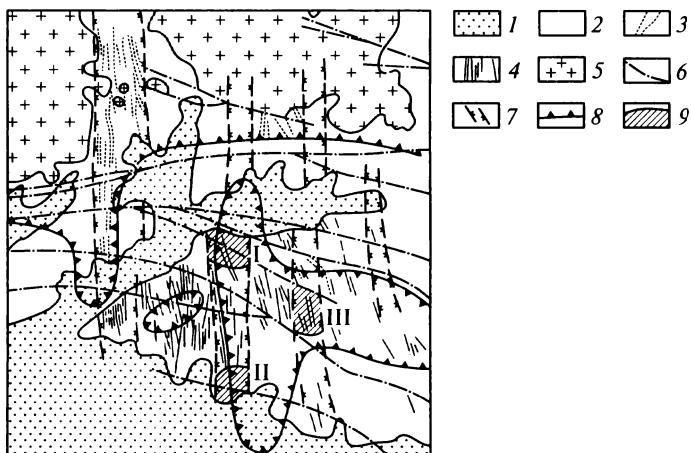


Рис. 6.35. Схематическая геологическая карта Пыркайкайского оловорудного узла (по Б. В. Макееву, А. Б. Павловскому и др., 1988):

1 — рыхлые отложения; 2 — песчано-сланцевые отложения верхнего триаса; 3 — дайки кислого состава; 4 — дайки среднего состава (псевдолампрофиры); 5 — граниты; 6 — разрывные нарушения; 7 — контуры зон повышенной трещиноватости; 8 — контуры не вскрытых эрозией гранитоидных массивов; 9 — штокверковые оловорудные поля (I — Первоначальное, II — Нагорное, III — Незаметное)

Депутатское месторождение — представитель касситерит-силикатной формации, находится в Якутии, в пределах западной части Полоусного мегасинклинория. Синклинорий сложен юрскими терригенными толщами. Месторождение располагается в надынтрузивной зоне позднеюрского гранитоидного массива площадью в сотни квадратных километров. Один небольшой выступ гранитоидов обнажается в пределах рудного района, другой, контролирующий положение месторождения, по результатам бурения и геофизическим данным, залегает на глубине от 300 до 800—1 200 м. Площадь его составляет около 50 км². В центральной части рудного поля в результате интенсивного контактового метаморфизма образовались двуслюдяные и андалузитсодержащие биотит-кварцевые роговики. Зона интенсивно метаморфизованных пород окружена менее измененными — окварцованными, хлоритизированными, серицитизированными породами. В периферических частях рудного поля развита слабая серицитизация, окварцевание, пиритизация.

В Депутатском месторождении сосредоточено 13 % российских запасов олова, среднее содержание 1,11 %.

На месторождении известно около 150 рудных тел, среди которых выделяются жилы, линейно-вытянутые штокверкоподобные зоны и минерализованные зоны дробления. Протяженность

рудного тела колеблется от десятков до многих сотен метров, мощность жильных тел редко превышает 1 м, мощность зон дробления часто достигает 10 м и более. Количество и мощность рудных тел с глубиной резко уменьшаются. От центральных частей к флангам, по направлениям падения и восстания, уменьшаются содержания олова, а руды переходят в сульфидные разности. Главные минералы руд — касситерит, пирротин, кварц, турмалин, хлорит; второстепенные — халькопирит, сфалерит, пирит, марганосидерит, сидерит, анкерит, марказит, флюорит, кальцит.

На Депутатском месторождении проявлена весьма характерная зональность: в центральной части развиты оловоносные грейзены, сменяющиеся к поверхности зоной касситерит-турмалин-сульфидно-кварцевых жил с флюоритом и карбонатами. Далее следует зона касситерит-хлорит-сульфидного оруденения, и, наконец, по периферии рудного поля локализованы разобщенные, практически безоловянные галенит-сфалеритовые месторождения. Указанную зональность связывают с проявлениями различных этапов формирования месторождения.

Вулканогенные гидротермальные месторождения относятся к сульфосольно-сульфидному типу касситерит-сульфидной рудной формации. Руды этих месторождений отличаются не просто большим содержанием сульфидов, но широким развитием сульфидных и сульфосольных минералов олова. От 30—40 до 70 % общего количества олова находится в форме сульфидов и сульфосолей.

Месторождения связаны с вулканоплутоническими и вулканогенными формациями, а в пределах формаций — с кислыми и умеренно кислыми комплексами риолитового, риолит-дацитового и дацитового составов, обогащенными калием. Месторождения относятся преимущественно к альпийской и отчасти киммерийской металлогенической эпохам.

Крупные месторождения боливийского типа размещаются в неогеновых вулканических поясах. Они заключают 12,8 % общих запасов олова и обеспечивают 4,8 % добычи. Отличительные черты боливийских месторождений — приуроченность к жерловым зонам эродированных вулканов, выполненным штоками кварцевых порфиров субвулканического облика или трубками вулканических брекчий; интенсивное развитие гидротермальных изменений, внутренние зоны которых, охватывающие жерловые породы, представлены кварц-турмалиновыми метасоматитами. Вмещающие породы серицитизированы, а на большем удалении — хлоритизированы (рис. 6.36).

Рудные тела представлены жилами, часто ветвящимися, оруденелыми зонами дробления, штокверками. Руды сложные, комплексные, наряду с оловом из них извлекают серебро, свинец, цинк, медь, висмут. Содержание оксидного олова — 0,3—04 %,

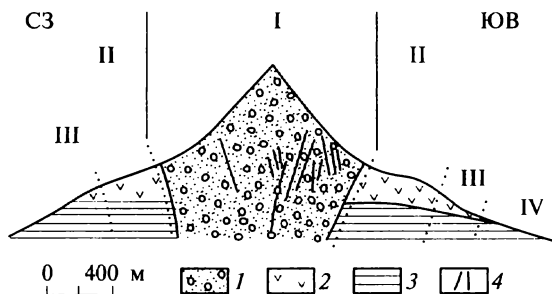


Рис. 6.36. Характер метасоматической зональности на месторождении Чоролька (по Р. Силлитоу и др.):

1 — брекчия; 2 — пирокласты; 3 — глинистые сланцы; 4 — главная жильная система; I — центральная зона кварц-турмалиновых метасоматитов с оловянной минерализацией; II — зоны серицитовых метасоматитов с пиритом; III — зона слабой серицитизации; IV — зона хлоритовых метасоматитов

сульфидного — 0,1—0,2%. Главные минералы руд — касситерит (иногда деревянистое олово), станнин, висмутин, арсенопирит, пирротин; жильные — кварц, турмалин, серицит. Наиболее богатая минерализация наблюдается в кварцевых жилах. Так, в рудах месторождения Потоси содержание олова составляло 1,0—1,2%. Вкрапленные руды в порфиритах и брекчиях содержат значительные запасы олова при низком содержании.

Сульфосольно-сульфидные вулканогенные месторождения известны в Малом Хингане (Джалинда, Хинганское), Боливии (Льяльягуа, Чоролька, Потоси, Оуро и др.), Мексике (Дуранга, Эль-Сантин), Японии (Акенабе), Австралии (Ренисон Белл), Китае (Малагэ).

Россыпным месторождениям принадлежит ведущая роль в запасах (58,6%) и производстве касситеритовых концентратов (75%) в зарубежных странах. На территории России промышленные россыпные месторождения немногочисленны и отличаются незначительными масштабами или низкими концентрациями касситерита.

Наиболее крупные россыпи известны в Бразилии, Китае, Индонезии, Малайзии, Таиланде. Содержание касситерита варьирует от 0,1 до 4,9 кг/м³, в среднем составляя 0,6 кг/м³. Одна из крупнейших россыпей о. Банка (Индонезия) включает 420 тыс. т олова с содержанием касситерита 0,3 кг/м³.

Россыпные месторождения Бразилии расположены в 15 крупных оловоносных районах, суммарные подтвержденные запасы составляют 500 тыс. т при среднем содержании касситерита 1,4 кг/м³. С 1983 г. разрабатывается крупнейшая россыпь — Питинга — с запасами 370 тыс. т олова при среднем содержании касситерита в песках 2 кг/м³.

В Китае около 75 % запасов олова сосредоточено в россыпных месторождениях, главным образом делювиально-пролювиальных, связанных со скарново-рудными месторождениями. Содержание касситерита от 0,3 до 4 кг/м³, среднее — 0,5 кг/м³. В россыпи Гэцзю 400 тыс. т олова при среднем содержании касситерита 0,5 кг/м³.

6.2.7. Вольфрам

Вольфрам открыт в виде соединения WO₃ в 1781 г., впервые выделен в 1801 г., а его промышленное применение для легирования сталей началось с конца XIX в. Около 70 % производимого ежегодно вольфрама используется в форме карбида вольфрама для изготовления сверхтвердых сплавов, 20—23 % — для производства специальных сталей, 10—17 % — в электротехнической и электронной промышленности, а также в производстве красителей и химических препаратов.

Общие запасы вольфрама в 40 странах мира (без России) оцениваются в 6,8 млн т, подтвержденные запасы составляют 3,1 млн т. Ежегодное производство вольфрамовых концентратов в последние годы снизилось от 50 до 18 тыс. т. Наиболее крупные запасы находятся в Китае (59 %), Казахстане (11,5 %), Канаде (6,5 %), США, Боливии, Южной Корее и Великобритании. Россия занимает третье место по запасам вольфрама. Уникальные коренные месторождения обладают запасами более 250 тыс. т WO₃ (Санг-Донг в Южной Корее, Панаскуэйра в Португалии); крупные — 250—100 тыс. т, средние — 100—15 тыс. т, мелкие — менее 15 тыс. т. Богатые руды содержат WO₃ более 1 %, рядовые — 1—0,3, бедные — 0,3—0,1 и убогие — менее 0,1 %. В россыпях содержание WO₃ должно быть не ниже 300—200 г/м³. Основными производителями вольфрамовых концентратов являются Китай (89 %), Россия, Австрия.

Кларк вольфрама — $1,3 \cdot 10^{-4}$ %. Колебания его в магматических породах незначительны: в ультраосновных снижается до $1 \cdot 10^{-5}$ %, в кислых повышается до $1,5 \cdot 10^{-4}$ %.

Эндогенные месторождения вольфрама связаны с гранитоидными формациями — гранодиорит-гранитовой, лейкогранитовой, аляскитовой, характеризующимися высокой кислотностью, пересыщенностью глиноземом, повышенным содержанием летучих, гипабиссальными условиями формирования, многофазностью становления. Они относятся преимущественно к поздним стадиям геосинклинального цикла и процессам тектономагматической активизации. Вольфрамоносные пояса и зоны локализованы в наложенных структурах краевых частей срединных массивов и их обрамлении, в зонах тектономагматической активизации платформ и щитов (рис. 6.37).

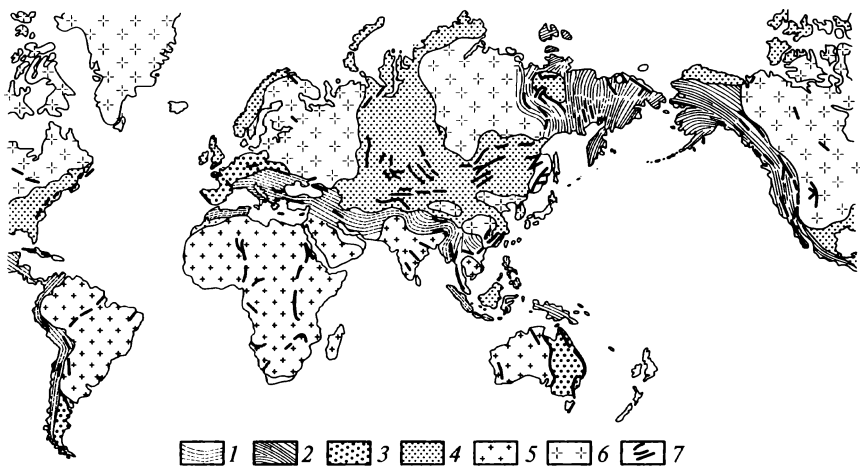


Рис. 6.37. Схема размещения вольфрамоносных поясов и зон мира (по В. Н. Денисенко, 1978):

1—4 — мезо-кайнозойские и палеозойские геосинклинально-складчатые области (1, 3 — гондванского типа, 2, 4 — лавразийского типа); 5, 6 — дофанерозойские платформы и щиты (5 — южного, 6 — северного полушарий); 7 — зоны проявления вольфрамовой минерализации

Наиболее крупные запасы вольфрама сконцентрированы в пределах металлогенических зон Тихоокеанского рудного пояса, главным образом, в азиатской и североамериканской частях на территории России, Китая, Южной Кореи, США и Канады. Выделяются провинции, тяготеющие к зонам активизации срединных массивов (Чешского, Колымского, Агинского), к геоантиклинальным поднятиям (Уральская, Калба-Нарымская и другие провинции).

Основное промышленное значение среди минералов вольфрама имеют вольфрамит, ферберит, гюбнерит и шеелит. На вольфрамит и гюбнерит приходится 75 % мировой добычи, на шеелит — около 25 %.

Руды коренных месторождений подразделяют на два типа: кварц-вольфрамитовые и скарновые шеелитовые. Первые состоят из кварца (до 95 %) и вольфрамита с небольшим количеством касситерита, шеелита и др.

Скарновые шеелитовые руды содержат помимо шеелита молибденит, сульфиды.

Среди промышленных типов месторождений вольфрама выделяют: скарновый, грейзеновый, гидротермальный плутогенный, гидротермальный вулканогенный, стратиформный, россыпной.

Скарновые месторождения вольфрама связаны с умеренно-кислыми гранитоидными формациями. Наиболее благоприятными

вещающими породами являются терригенно-карбонатные отложения. Возраст месторождений преимущественно позднепалеозойский и мезозойский. Рудные тела приурочены к известковым скарнам, развивающимся вдоль интрузивных контактов и проникающим на значительные расстояния в слоистые толщи осадочных пород.

Рудная минерализация локализована внутри зон скарнирования в пироксеновых и гранат-пироксеновых скарнах. Руды скарновых месторождений характеризуются комплексным составом, среди них выделяются олововольфрамовый, молибден-вольфрамовый и полиметаллически-вольфрамовый типы. Кроме вольфрама, олова и молибдена в рудах в промышленных количествах содержатся бериллий, золото, медь. Главные рудные минералы — шеелит, молибденит, молибдошеелит, касситерит; в подчиненных количествах присутствуют магнетит, пирит, пирротин, висмутин, вольфрамит, халькопирит, сфалерит, галенит.

В скарновых месторождениях сосредоточено около 35,1 % запасов вольфрама, добыча составляет почти 32 %. Однако вполне вероятно, что роль этой группы месторождений несколько завышена, так как в нее включены метаморфогенные стратиформные месторождения, которые по составу руд близки к скарновым.

Наиболее известные скарновые месторождения вольфрама находятся в Приморье (Восток-II), на Кавказе (Тырныауз), в Средней Азии (Лянгар, Ингичке, Чорух-Дайрон), Китае (Хуанподи, Илю), Канаде (Магтунг, Эмеральд-Финч), США (Милл-Сити, Пайн-Крик).

Грейзеновые месторождения вольфрама по обстановкам формирования, условиям локализации подобны соответствующим месторождениям олова и молибдена, с которыми по существу образуют единый эволюционный ряд. Они генетически связаны с кислыми и ультракислыми лейкократовыми гранитами, обогащенными летучими, фтором, бором, иногда калием и редкими щелочами. Оруденение приурочено к выступам, куполам и гребням лейкогранитов и может быть локализовано как в самих куполах, проникая в них на 300—500 м, так и в ороговикованных породах кровли на расстоянии до 1 200—1 500 м от контакта с гранитами. Диапазон оруденения обычно составляет 300—500 м.

В большинстве случаев месторождения имеют комплексный состав руд — олововольфрамовый, молибден-вольфрамовый. Главные минералы руд — вольфрамит, касситерит, молибденит. Температурный интервал рудоотложения составляет в 540—300 °С.

Стандартная схема зональности грейзеновых месторождений определяется уменьшением с глубиной вольфрама и молибдена, увеличением олова, а также возрастанием роли кварцево-сланцевых ассоциаций по сравнению с топазовыми.

Грейзеновые месторождения играют существенную роль в балансе запасов вольфрама (до 60 %), но обеспечивают всего 6 % добычи. К числу наиболее известных районов их локализации относятся Забайкалье (Спокойнинское), Казахстан (Акчатау, Кара-Оба), Рудные горы Чехии и Германии (Циновец, Крупка и др.), Монголия (Югодзыр), Китай (Синьхуаншань), Австралия (Вольфрам Кемп).

Гидротермальные плутогенные месторождения по составу руд, условиям локализации тесно связаны с грейзеновыми месторождениями. В отличие от последних они располагаются на большем удалении от куполовидных выступов рудоносных интрузивов. Нередко грейзеновое и собственно гидротермальное плутогенное оруденения совмещаются в одном месторождении, будучи связанными постепенными переходами.

Рудные тела представлены штокверковыми зонами, чаще жилами, жильными сериями. Протяженность жил составляет десятки и сотни метров, а их свиты прослеживаются на несколько километров. Средняя мощность 0,5—1 м, глубина по падению 300—500, иногда до 800 м. Размеры штокверков в поперечнике от 400—500 до 1 000 м.

Руды характеризуются комплексным составом, выделяются кварц-вольфрамитовые, кварц-гюбнеритовые, касситерит-вольфрамитовые, кварц-шеелитовые, кварц-сульфидно-вольфрамит-гюбнеритовые.

Главные минералы руд — вольфрамит, касситерит, шеелит, молибденит, висмутин. Минералообразование развивается в интервале температур 380—100 °С.

Плутогенные месторождения пользуются широким распространением и по масштабам относятся к средним и крупным. В жильных месторождениях находится около 15 % разведанных запасов, они обеспечивают более 50 % добычи вольфрама. Наиболее известные месторождения находятся на Чукотке (Иультин), в Забайкалье (Холтосон, Бом-Горхон, Букука), Казахстане (Богуты), Португалии (Панаскуэйра), Великобритании (Корнуол), Франции (Бельфор), Канаде (Ред-Роуз), Австралии (Хабертон) и др.

Месторождение Иультин (Чукотка) приурочено к осевой части Чукотской антиклинальной зоны, основным структурным элементом района является антиклинальная складка. Район сложен осадочно-метаморфическими и терригенными комплексами среднего палеозоя — мезозоя, прорванными разновозрастными интрузиями основного и кислого составов. В западной части среди осадочных образований эрозией вскрыты отдельные части поздне-мелового рудоносного Иультинского гранитного массива. В пределах месторождения кровля массива находится на глубине 300—370 м от поверхности.

В надкупольной зоне массива среди ороговикованных песчаников, сланцев и конгломератов верхнепермского возраста развиты рудные жилы, сложенные кварцем, мусковитом с присутствием небольших количеств топаза, альбита, флюорита и других минералов. Протяженность отдельных жил по простиранию не превышает 100—150 м, по падению 50—70 м; мощность их составляет 0,3—1,0 м. В качестве рудных тел выделяются группы сближенных кулисообразно расположенных жил. Протяженность таких тел достигает 1250 м, по падению они прослеживаются до 330 м. Подобных тел на месторождении выявлено более 100 (рис. 6.38).

Из рудных минералов в жилах содержатся вольфрамит и касситерит, имеющие промышленное значение, в небольших количествах встречаются халькопирит, пирит, пирротин, редко шеелит. Все промышленное оруденение локализовано в терригенных породах кровли массива; мощность рудных жил, попадающих в граниты, быстро уменьшается, и жилы становятся непромышленными. Между оловом и вольфрамом наблюдается обратная корреляция, причем олово тяготеет к кровле гранитного массива.

Гидротермальные вулканогенные месторождения вольфрама немногочисленны. Они располагаются в областях современного и

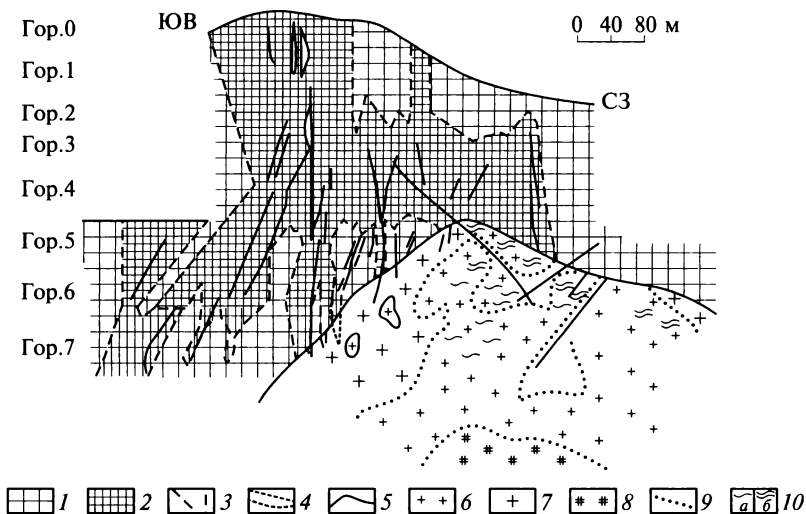


Рис. 6.38. Схематический геолого-петрографический разрез Юльтинского месторождения (по Д. В. Дудкинскому и др., 1994):

1 — зона гидротермальных изменений; 2 — то же, околорудного метасоматоза; 3 — границы метасоматических зон; 4 — рудные тела; 5 — граница штока; 6—8 — лейкограниты (6 — мелко- и среднезернистые резкопорфировидные, 7 — средне- и равномерно-зернистые, 8 — мелкозернистые порфировидные биотитовые); 9 — границы фациальных разновидностей; 10 — грейзенизация в лейкогранитах (а — умеренная, б — интенсивная)

молодого вулканизма и связаны с вулканогенными формациями андезит-дацит-риолитового состава повышенной щелочности. Рудоносными структурами служат вулканические купола, экструзивные образования, жерловые зоны. Рудные тела представлены штокверками и жильными зонами, иногда согласными линзовидными залежами. Наиболее существенными по масштабам являются месторождения боливийского типа, более подробно охарактеризованные в подразд. 6.2.6.

Стратиформные месторождения вольфрама выделены сравнительно недавно — с 1970-х гг. Их разделяют на метаморфогенную, осадочно-вулканогенную и осадочную группы.

Метаморфогенная группа представлена редкометалльно-сульфидно-скарноидным типом месторождений, связанных с кремнисто-карбонатно-терригенными формациями, претерпевшими метаморфические преобразования различной интенсивности (Сандгонг, Южная Корея; Кинг-Айленд, Австралия).

Осадочно-вулканогенная группа включает три типа. Редкометалльно-сульфидно-кварцитовый тип связан с вулканогенно-кремнисто-терригенными формациями (Барун-Шивея, Россия; Фелбертол, Австрия). Редкометалльно-кремнисто-карбонатный тип связан с карбонатно-черносланцевыми формациями (Олимпиадинское, Россия; Клейнертал, Австрия). Редкометалльно-оксидно-марганцево-кварцевый тип приурочен к вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенным формациям (Голконда, США).

В осадочной группе выделяются коры выветривания, рассолы и эвапориты (оз. Серлз, США), угли в молассовых формациях (например, Ангренское месторождение). В эту группу входят месторождения, являющиеся основными для ряда редких элементов (лития, германия и др.), поэтому они рассмотрены в разд. 6.3.

Россыпные месторождения вольфрама тесно связаны с коренными грейзеновыми и плутоногенными гидротермальными месторождениями, расположены в непосредственной близости от них и обрабатываются часто совместно с ними. Элювиальные и аллювиальные россыпи касситерит-вольфрамитового и вольфрамитового состава характеризуются небольшими масштабами; содержание вольфрама в них колеблется от 0,3 до 20 кг/м³. Подобные месторождения известны в Магаданской области (Иультин), Якутии (Омчипандин), Забайкалье (Шерловая Гора), Казахстане, Китае, Бирме, Индонезии, Таиланде, Боливии, США.

В россыпных месторождениях заключено всего 0,5 % запасов, но они дают свыше 8 % добычи.

6.2.8. Молибден

Молибден открыт в 1773 г., впервые выделен в металлическом виде в 1882 г., но широкое применение в промышленности он

нашел только в XX в. Свыше 80 % всего добываемого молибдена используется в металлургической промышленности в основном для легирования сталей, чугунных отливок, суперсплавов, металлического молибдена. Подтвержденные запасы молибдена в 24 странах мира (без России) оцениваются в 10 млн т. Уникальные месторождения (Клаймакс, Гендерсон, США) заключают более 500 тыс. т металла, мелкие промышленные месторождения — менее 25 тыс. т, причем половина запасов сосредоточена в небольшом числе крупных штокверковых месторождений. Наиболее крупные запасы находятся в Китае, США, Чили, Армении, Канаде, Аргентине. Производство молибдена в концентратах в 14 странах составляет 150 тыс. т. Ведущие производители: США, Чили, Китай, Перу, Канада.

Кларк молибдена — $1,7 \cdot 10^{-4} \%$, в гипербазитах и карбонатных породах он составляет $2 \cdot 10^{-5} \%$, в гранитах — $2 \cdot 10^{-4} \%$. Промышленные концентрации его связаны с кислыми щелочноземельными магмами.

Главное промышленное значение имеет молибденит MoS (Mo 60 %). На него приходится 95 % всего добываемого молибдена. Второстепенную роль играет молибдошеелит $\text{Ca}(\text{Mo}, \text{W})\text{O}_4$ (0,5—15).

Молибден получают из молибденовых (молибденитовых), медно-молибденовых (халькопирит-молибденовых), молибден-вольфрамовых (кварц-вольфрамит-молибденитовых и молибденит-шеелитовых) и уран-молибденовых (настуран-молибденитовых) руд. В богатых рудах содержание молибдена превышает 0,5 %, рядовые содержат 0,5—0,2, бедные — 0,2—0,1, убогие — 0,1—0,02 % (в комплексных рудах). В рудах в промышленных количествах содержатся золото, серебро, рений, висмут, селен, теллур, свинец, цинк.

Среди промышленных месторождений выделяют: скарновые, грейзеновые и плутоногенные гидротермальные. В них содержится 94 % суммарных подтвержденных запасов молибдена.

Все промышленные месторождения молибдена разделяют на три рудные формации: молибденовую, медно-молибденовую и вольфрам-молибденовую. Важную роль играют структурно-морфологические особенности оруденения; наиболее обычными для молибденовых месторождений всех типов являются штокверковые, жильные и брекчиевые рудные тела.

На долю **скарновых месторождений** приходится 2,1 % суммарных подтвержденных запасов зарубежных стран. Для России значимость месторождений этого типа значительно выше: 10 % запасов и 20 % добычи.

Наиболее известным скарновым месторождением в России является Тырнауз на Северном Кавказе. Подобные месторождения известны также в Хакассии (Киялых-Узень), Казахстане (Каракас-1), Китае (Янцзы-Чжанзы), Средней Азии (Лянгар, Ингич-

ке, Койташ), США (Пайн-Крик), Турции (Тахталыдаг), Бразилии (Куихобе).

Тырныаузское вольфрам-молибденовое месторождение расположено на северном склоне Главного Кавказского хребта. Рудное поле приурочено к Пшекиш-Тырныаузской тектонической зоне, в пределах которой развиты вулканогенные, терригенные и карбонатные породы среднего палеозоя и нижнего лейаса. Широко развиты интрузивные образования мезозойско-кайнозойского возраста: лейкократовые гранитоиды, эльджуртинские порфировидные граниты, вулканогенные риолиты. Главное рудное тело представляет собой седловидную залежь скарнов с шеелитом и молибденитом, локализованную на контакте известняков и роговиков в шарнире антиклинальной складки. На флангах месторождения развиты кварц-молибденитовые штокверки в пределах скарнов, в мраморах и лейкократовых гранитах. Главные рудные минералы — шеелит, молибдошеелит и молибденит.

Вольфрам и молибден распределены неравномерно: отношение триоксида вольфрама к молибдену изменяется в рудных телах от 4:1 до 8:1.

В пределах Тырныаузского рудного поля отчетливо проявлена зональность, выраженная в том, что в центральной его части сосредоточены главные скарновые тела с молибденом и вольфрамом. К северу и югу в роговиках и лейкократовых гранитоидах развита в основном молибденовая минерализация с незначительным содержанием вольфрама. Далее в северо-западном и юго-восточном направлениях от центра отмечаются скарны с оловянным, висмутовым и медным оруденением. В северо-западной части рудного поля обнаружены свинцово-сурьмяные руды, а еще дальше — проявление киновари.

Грейзеновые месторождения молибдена имеют небольшое практическое значение. В основном это комплексные месторождения — вольфрам-молибденовые, а также вольфрам-оловянные с молибденом, висмутом и редкими металлами. Примеры месторождений описаны в подразд. 8.6 и 8.7.

Плутоногенные гидротермальные месторождения составляют основу минерально-сырьевой базы молибдена. Среди них выделяется два главных типа: штокверковые медно-молибден-порфировые (67,8 % запасов молибдена) и штокверковые собственно молибден-порфировые (24 % запасов). Оба типа характеризуются высокой степенью концентрации запасов. Так, в двух медно-молибденовых месторождениях Чили — Чукикамата и Эль-Тениенте — сосредоточено более 12 % мировых запасов молибдена, а в двух молибден-порфировых месторождениях США — Клаймакс и Гендерсон — 13 % мировых запасов.

Месторождения обладают всеми основными чертами, свойственными медно-порфировым месторождениям, поскольку яв-

ляются составной частью эволюционного ряда порфировых месторождений. Оруденение связано со штоками порфировых интрузий и локализовано в эндо- и экзоконтактных зонах. Рудные тела представлены штокверками изометричной, трубообразной, линейно вытянутой или опрокинутой чашеобразной формы. Минеральный состав руд собственно молибденовых месторождений определяется наличием молибденита, ассоциирующего с пиритом. Медные минералы практически отсутствуют. Медно-молибденовые месторождения отличаются более сложным минеральным составом руд: в них развиты халькопирит, борнит, блеклые руды, галенит, сфалерит.

Среднее содержание молибдена в молибден-порфировых месторождениях колеблется от 0,05 до 0,5 %, в медно-молибден-порфировых — от 0,05 до 0,025 %. В рудах в промышленных количествах содержатся золото, серебро, рений, селен, теллур, висмут.

Молибден-порфировые месторождения распространены на Дальнем Востоке (Умалта), в Забайкалье (Жирекен, Шахтама, Бугдая). Крупнейшие месторождения находятся в США (Клаймакс, Гендерсон); крупные запасы известны в Канаде, Китае, Монголии.

Медно-молибден-порфировые месторождения также пользуются широким распространением. В России наиболее крупным является Сорское месторождение в Кузнецком Алатау. Известны месторождения в Армении (Каджаран, Агаракское и др.), Казахстане (Каратас IV). Наиболее крупными являются месторождения Чили — Чукикамата, Эль-Тениенте и другие, а также месторождения Канады, США, Мексики, Китая (рис. 6.39).

Месторождение Жирекен — представитель молибден-порфирового типа — находится в пределах золотомолибденового пояса в Восточном Забайкалье. Месторождение расположено в апикальной части массива биотит-роговообманковых гранитов средне-позднеюрского возраста. Кровля плутона разбита многочисленными разно ориентированными нарушениями, трещинами, нередко развиты участки брекчирования. Некоторые из этих нарушений контролируют положение даек гранит-порфиров и диоритовых порфиров.

Рудный штокверк имеет в плане изометричные очертания. Оруденение сопровождается дорудной калишпатизацией и послерудной аргиллизацией вмещающих пород (рис. 6.40).

Молибденовое оруденение крайне неравномерное, представлено кварцевыми прожилками с молибденитом и вкрапленностью его во вмещающих породах.

В соответствии с этим выделяют вкрапленные, прожилковые и брекчиевые руды, в различных комбинациях развитые в пределах штокверка.

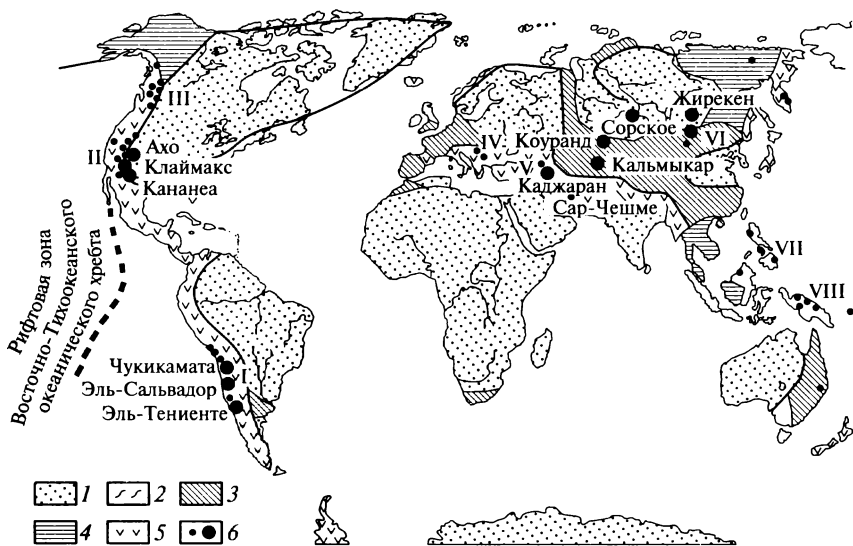


Рис. 6.39. Размещение молибден-порфировых и медно-молибден-порфировых месторождений мира (по В. И. Синякову):

1 — шиты и их платформы; 2–5 — складчатые зоны (2 — каледонские, 3 — герцинские, 4 — киммерийские, 5 — альпийские); 6 — рудные районы и месторождения мирового значения; I–VIII — провинции (I — Перу-Чилийская, II — Юго-Западных штатов США и Мексики, III — Канадских Кордильер, IV — Балканская, V — Армении, VI — Монголии, VII, VIII — зоны островов юго-западной части Тихого океана)

Основной полезный компонент — молибден, попутным может быть медь. В незначительных количествах на верхних горизонтах проявлен вольфрам.

Сорское медно-молибден-порфировое месторождение находится на восточном склоне Кузнецкого Алатау и приурочено к многофазному массиву сложного строения. Массив, возраст которого оценивается в 476 млн лет, прорывает рифейские и нижнекембрийские карбонатные формации, сменяющиеся в верхней части разреза вулканогенными породами. Рудное поле сложено магматическими породами различных фаз внедрения — диоритами, сиенито-диоритами, сиенитами, плагиогранитами. Основная масса руды сосредоточена в плагиогранитах и в меньшей степени в меланократовых породах, образующих их кровлю.

Рудный штокверк локализован в узле пересечения широтной и северо-западной тектонических зон и состоит из двух (западной и восточной) относительно обособленных частей. Каждая из них имеет северо-западную ориентировку и содержит в центральной части практически безрудное ядро. Максимальная глубина рас-

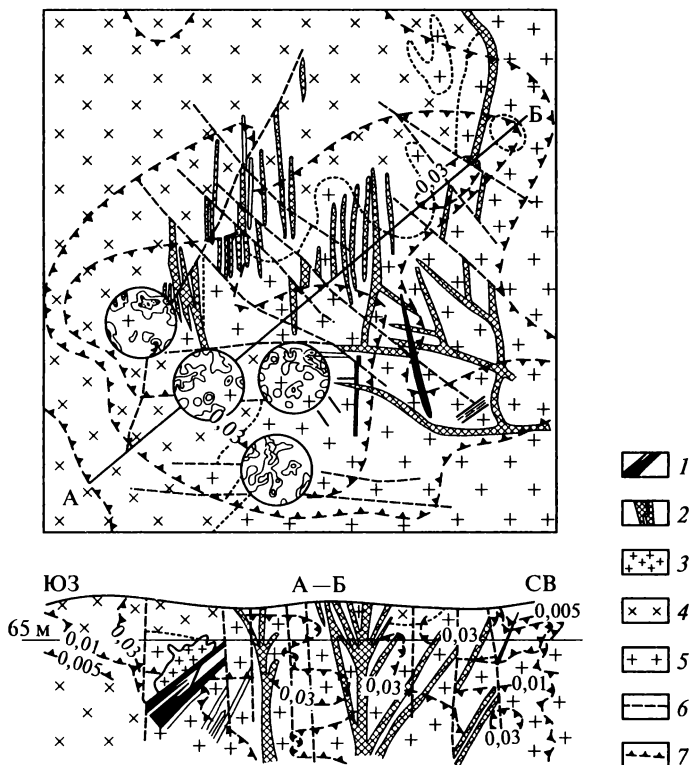


Рис. 6.40. Схематическая геологическая карта и разрез Жирекенского месторождения (по В. Т. Покалову, 1983):

1 — дайки диоритовых порфиров; 2 — дайки гранит-порфиров; 3 — мелкозернистые лейкократовые граниты; 4 — мелкозернистые порфиroidные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты; 5 — средне- и крупнозернистые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты; 6 — разрывные тектонические нарушения; 7 — изолинии содержания трийоксида молибдена; в кружках показаны диаграммы трещиноватости

пространения штокверкового оруденения составляет в центре около 1 000 м, а на флангах — 700—500 м. Вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды состоят из крупных сферолитовых выделений молибденита, мелкозернистого пирита, борнита и халькопирита. В периферических частях месторождения среди березитизированных пород развита свинцово-цинковая минерализация.

Рудная зональность на месторождении проявлена слабо и выражена в приуроченности максимальных концентраций меди, а также сопутствующих серебра и цинка к центральным частям штокверковых тел; к флангам содержание меди падает, а молибдена остается практически постоянным.

6.2.9. Висмут

Висмут известен с древнейших времен, но открыт лишь в конце XVIII в. Раньше его считали разновидностью сурьмы, олова, иногда свинца. Кларк висмута — $9 \cdot 10^{-7}\%$, содержание его возрастает от ультраосновных пород к кислым. Промышленные концентрации Bi образуются в связи с постмагматическими процессами гранитной магмы. Висмут со средневековья и до наших дней используется для фармацевтических целей, приготовления косметических средств, а также для создания разнообразных сплавов со Pb , Sn , As , Cd , особенностью которых являются низкие температуры плавления. В металлургии применяются для получения специальных сортов стали и чугуна. Потребителями висмута являются также ядерная и космическая техника, электронная, стекольная отрасли промышленности и др.

Bi — халькофильный элемент, его ближайшие аналоги — Sb и Pb . Важнейшие минералы Bi представлены сульфидами, сульфосолями, самородным висмутом, гидроксидами и карбонатами. Промышленное значение имеют немногие из более чем 120 известных минералов: самородный Bi , висмутин Bi_2S_3 (81,3 % Bi), витихенит Cu_3BiS_3 (42,15 %), тетрадимит $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$ (59,27 %), галенобисмутит PbBi_2S_4 (55,48 %), козалит $\text{Pb}_5\text{Bi}_2\text{S}_5$ (42,1 %), айкинит $\text{CuPbBi}_2\text{S}_3$ (36,29 %). В зоне окисления развиваются бисмит Bi_2O_3 , бисмутит $\text{Bi}_2\text{CO}_3\text{OH}$ и другие минералы. Более 90 % висмута в мире получают попутно из руд цветных и редких металлов. Среднее содержание висмута в первичных рудах висмутосодержащих месторождений составляет от 0,003 до 0,06 %, в концентратах — 0,01 — 0,6 % (в свинцовом) и более 0,1 % (в медном). Содержание висмута в первичных рудах собственно висмутовых месторождений превышает 0,2 %. Общие запасы висмута оцениваются в 150 тыс. т. Годовая его добыча превышает 4 тыс. т металла.

Месторождения по запасам висмута подразделяют на мелкие — менее 1 тыс. т, средние — 1—4, крупные — 4—10 тыс. т. Известны уникальные месторождения с запасами, превышающими 10 тыс. т. Собственно висмутовые месторождения известны в Боливии, Рудных Горах, Испании, Аргентине, Средней Азии, Туве. Висмутосодержащие месторождения распространены достаточно широко в Канаде, США, Южной Корее, Китае, Казахстане. В России они находятся на Кавказе, Урале, Алтае. Основные висмутдобывающие страны — Боливия, Мексика, Перу. Основные потребители — США, Япония, Франция, Англия и Германия.

Среди висмутосодержащих месторождений выделяют: грейзеновые, скарновые, колчеданно-полиметаллические и медно-колчеданные. Собственно висмутовые месторождения представлены плутоногенными гидротермальными и вулканогенными гидротермальными. Скарново-шеелитовые висмутосодержащие месторож-

дения вместе с грейзеновыми обеспечивают 45 % мировой добычи Вi; 25 % получают из скарново-полиметаллических и колчеданно-полиметаллических и 15 % из медно-скарновых и медно-колчеданных. Собственно висмутовые и висмут-мышьяковые обычно мелкие месторождения дают около 10 % металла.

Плутоногенные гидротермальные месторождения связаны с гранитоидными интрузиями, рудные тела образуют жилы, жильные зоны, линзообразные залежи. Среди них выделяются три рудные формации: пятиэлементная (Co-Ni-Ag-Bi-U), сульфидно-каскстеритовая с висмутом, арсенопирит-висмутовая. Пример последнего типа — месторождение Устарасай (Брич-Муллинское рудное поле, Чаткальский хребет, Узбекистан). Немногочисленные вулканогенные гидротермальные месторождения связаны с дацит-риолитовой формацией, локализуются в субвулканических дайках, жерловинах, неках в виде жил, линз, штокверковых зон. Примером может служить месторождение Адрасман (Восточный Карамозар, Таджикистан).

Месторождение Устарасай находится в пределах Брич-Муллинского рудного поля в Чаткальском хребте на территории Узбекистана. Рудное поле приурочено к антиклинальной складке, в ядре которой залегают песчаники, кварциты и конгломераты франского яруса, в верхней части которых располагается горизонт тонкослоистых и сланцеватых известняков. Эти породы перекрыты тонкослоистыми известняками турне. В пределах рудного поля присутствуют небольшие тела гранит-порфиров, кварцевых порфиров, дайки диабазов; развиты пологие надвиги и крутопадающие сбросы.

Рудные тела локализованы в фаменских известняках в виде пластообразных рудных залежей и секущих кварц-висмутовых жил. Выделяются арсенопиритовые, пирротин-висмутовые, кварц-висмутовые руды. Главные рудные минералы — арсенопирит, пирротин, пирит, висмутин, самородный висмут, козалит; жильные минералы — кварц, тремолит, хлорит; второстепенные минералы — халькопирит, сфалерит, галенит, бурнонит, буланжерит, галенобисмутит, висмутовый джемсонит, а также кальцит, сидерит, флогопит и апатит. Текстуры руд массивные, полосчатые, вкрапленные, друзовые. Предрудные изменения пород выражены тремолитизацией, актинолитизацией и калишпатизацией, в качестве околорудных изменений фиксируются мусковитизация, доломитизация, окварцевание, хлоритизация.

Месторождение Адрасман находится в Восточном Карамозаре на территории Таджикистана. Район месторождения сложен вулканогенной толщей риолитового состава позднепермско-раннетриасового возраста. Рудные тела расположены в жерловой зоне вулкана и приурочены к участку пересечения разломов субширотного и субмеридионального простирания. Главное рудное тело

имеет форму раструба, переходящего на глубине 200 м в рудный столб. Кроме того, имеются более мелкие тела — жилы, линзы, штокверковые зоны. Главные минералы руд — пирит, гематит, арсенопирит, халькопирит, берриит, эмплектит; жильные — кварц и хлорит; второстепенные — висмутин, самородный висмут, арсенопирит, пирротин, борнит и сфалерит, а также ортоклаз и серицит. Выделено три стадии минералообразования: предрудная кварц-серицитовая, пирит-гематитовая, полисульфидная (медно-висмутовая). Текстуры руд полосчатые, друзовые, вкрапленные, прожилковые, гнездовые и крустификационные. Вмещающие породы хлоритизированы, серицитизированы и окварцованы.

Возраст оруденения близок возрасту вмещающих пород и оценивается как позднепермско-раннетриасовый. Имеются свидетельства приуроченности рудных тел к разломам, достигавшим в процессе оруденения дневной поверхности.

6.2.10. Ртуть и сурьма

Ртуть и сурьма известны с древнейших времен. За 2 000—2 500 лет до н. э. китайцы использовали ртуть в лечебных целях и знали о ее способности растворять золото и серебро. Из сурьмы делали сосуды в Вавилоне за 3 000 лет до н. э.

Ртуть обладает рядом необычных свойств: это единственный металл, жидкий при нормальной температуре, способный растворять (амальгамировать) золото, серебро и другие металлы. Ртуть используют в химической промышленности (45 %). Около трети рафинированной ртути потребляет электронная и электротехническая промышленность, для измерительных инструментов и других целей применяют около 25 % ртути. Ртуть высоко токсична, и ее использование ограничивается требованиями безопасности.

В древности сурьму применяли для изготовления красок. В настоящее время больше половины сурьмы идет на получение огнестойких соединений, используемых в качестве противопожарных покрытий.

Общие запасы ртути составляют 128 тыс. т. Ведущая роль в минерально-сырьевой базе ртути принадлежит Испании, Алжиру, Китаю, Киргизии, Таджикистану. В последние годы годовое производство первичной ртути заметно сокращается с 4,99 тыс. т в 1989 г. до 1,97 тыс. т в 2004 г. Резкий спад в производстве и потреблении ртути связан с ее высокой токсичностью.

Общие запасы сурьмы составляют 2,7 млн т. Наиболее крупные запасы сосредоточены в Китае, Таиланде, России, Киргизии. Производство сурьмы в концентратах в последние годы колеблется от 109 до 60 тыс. т.

Ртуть и сурьму получают как из монометаллических, так и из комплексных сурьмяно-ртутных руд. Кроме того, их попутно извлекают из полиметаллических, оловянных, вольфрамовых и других руд.

Масштабы месторождений ртути и сурьмы соизмеримы: уникальные содержат более 100 тыс. т металла, крупные — 100—25, средние — 25—10, мелкие — менее 10, а для ртути — менее 3 тыс. т.

Кларк ртути — $8,3 \cdot 10^{-6}\%$, сурьмы — $5 \cdot 10^{-5}\%$. В различных типах изверженных пород содержания сурьмы и ртути мало изменяются. Из 75 известных минералов сурьмы основным в первичных рудах является антимонит.

Главное промышленное значение среди более чем двух десятков минералов ртути имеет только киноварь. Реже предметом добычи служат самородная ртуть, метациннабарит.

Особо следует отметить ливингстонит HgSb_4S_7 , являющийся главным рудным минералом на месторождении Гуитцук в Мексике, содержащий 51,6 % Sb и 22 % Hg.

Ртутные и сурьмяные месторождения разнообразны по генезису: среди них могут быть выделены плутоногенные гидротермальные, вулканогенные гидротермальные, стратиформные (телетермальные) и россыпные. Наиболее крупные месторождения ртути относятся к стратиформной группе и представлены кварц-диккитовым и карбонатным геолого-промышленным типами. К этой же группе может быть отнесен и джаспероидный тип сурьмяно-ртутных месторождений. Группа гидротермальных вулканогенных месторождений включает карбонатно-полиаргиллитовый, листовитовый и опалито-алунитовый геолого-промышленные типы ртутных месторождений. Плутоногенная группа немногочисленна, представлена кварц-золото-антимонитовым типом сурьмяных месторождений. Россыпные месторождения промышленного значения не имеют.

Месторождения кварц-диккитового типа представлены в основном монометаллическими киноварными месторождениями. Рудовмещающими являются мощные терригенные комплексы — сероцветные песчаниковые формации с повышенной угленосностью, приуроченные к зонам тектономагматической активизации. Особенностью состава рудоносных толщ является присутствие вулканогенных образований — редуцированной базальтовой или трахибазальтовой формации. Рудные тела образуют в основном согласные пластообразные залежи прожилково-вкрапленных руд в пластах песчаников, претерпевших окварцевание и аргиллизацию. Характерно многоярусное развитие оруденения. Нередко наблюдаются жилообразные, штокверкообразные тела, приуроченные к зонам крутопадающих разломов. Содержание ртути в рудах от сотых долей процента до штуфных руд (более 30 %). На долю кварц-диккитовых месторождений приходится 42—44 % мировых запасов ртути. К этому типу относятся месторождения Альмаден, Лас-

Куэвас, Эль-Энтредуго в Испании, Пинчи-Лейк, Рэд-Дэвл в США, Ламучан в Китае, Никитовка в Украине.

Месторождение Альмаден — уникальное ртутное месторождение. Общие его запасы соизмеримы с запасами всех остальных ртутных месторождений вместе взятых, с учетом отработанных они оцениваются в 0,5—1,0 млн т. Разработка месторождения продолжается более 2 000 лет. Месторождение находится в центральной Испании в пределах Шилонской синклинали, сложенной песчано-сланцевыми отложениями, известняками и вулканическими породами ордовика — силура, перекрытыми терригенными отложениями девона. Вулканиты представлены лавами и туфами базальтов, долеритов и кварцевых андезитов. Их прорывают штоки лейкократовых гранитов. Общая мощность рудоносной толщи 4 000 м. Породы интенсивно дислоцированы. Оруденение приурочено к трем крутопадающим пластам кварцитовидных песчаников, залегающих в крыле синклинальной складки (рис. 6.41).

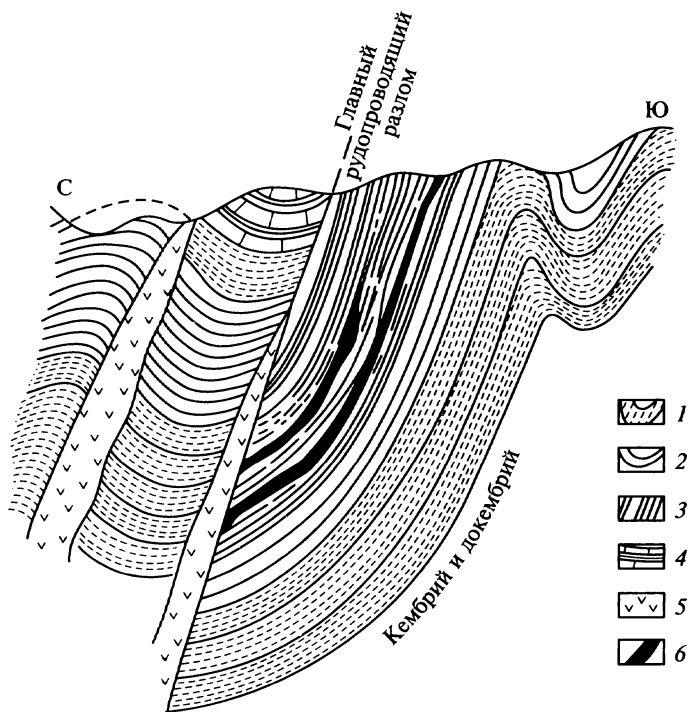


Рис. 6.41. Геологический разрез месторождения Альмаден:

1—3 — отложения нижнего силура (1 — песчаники, 2 — глинистые сланцы, 3 — углистые сланцы); 4 — пиритизированные графитовые сланцы с прослоями известняка верхнего силура; 5 — дайки диабазового порфирита; 6 — рудоносные кварциты

Мощность пачки рудовмещающих пород до 70 м, мощность продуктивных горизонтов от 8 до 25 м.

Пластовые согласные рудные тела протяженностью по простиранию 350—450 м при мощности от 2 до 14 м прослежены на глубину 500 м, а по прогнозам продолжаются до глубины 800—1 000 м. Руды сложены в основном киноварью и кварцем с незначительными содержаниями антимонита, пирита. В некоторых участках присутствует самородная ртуть, количество которой достигает 20 %. Среднее содержание ртути в добываемой руде около 1 %, прежде отрабатывались более богатые руды с содержанием до 8—10 %, а в древности добывались руды с содержаниями 20—30 %. Руды представлены тремя типами: массивными, прожилковыми и вкрапленными. Температуры декрепитации киновари от 290 до 230 °С. Ежегодно добывается 1 500—2 000 т ртути. Обеспеченность месторождения разведанными запасами составляет около 100 лет.

Месторождения карбонатного типа представлены монометалльными, ртутными месторождениями с карбонатными и глинисто-карбонатными формациями, характеризующимися повышенной битуминозностью, сероносностью. Примечательно, что и с этими рудоносными формациями ассоциируют редуцированные базальтовые комплексы. Примером может служить месторождение *Идрия* в Словении, занимающее второе место по запасам (18 тыс. т). За 450 лет эксплуатации здесь добыто 200 тыс. т металла. Согласные пластообразные залежи расположены в складчатой пачке триасовых глинистых, мергелистых, битуминозных доломитов, надвинутых на меловые породы. В рифовых известняках находятся штокверковые зоны. Содержание ртути от десятых долей до 1 %. Руды прожилково-вкрапленные, иногда слоистополосчатые, нередко содержат самородную ртуть. Встречаются участки сплошных руд, сложенных «стальной», «печеночной», «кирпичной», «коралловой» киноварью. Не исключается связь месторождения со слабо проявленным базальтовым вулканизмом среднетриасового возраста.

В месторождениях карбонатного типа заключено 7—8 % запасов ртути. Они широко развиты в Юго-Восточном Китае (Ваньшаньская группа), известны в Перу и других странах. В России месторождения этого типа в настоящее время промышленного значения не имеют.

Месторождения карбонатно-полиаргиллитового типа относятся к ртутной (метациннабарит-киноварной) карбонатно-аргиллизитовой рудной формации. Связаны с зонами субаэрального вулканизма сводово-глыбовых областей орогенеза и тектономагматической активизации.

В карбонатно-полиаргиллитовых месторождениях сосредоточено 14—15 % запасов ртути. Наиболее известными являются месторождения: Монте-Амиата в Италии, Рос-Эль-Ма, Мра С Ма,

Исмаил и Фендек в Алжире, Западно-Полянское на Чукотке, Акташ на Горном Алтае и др.

Месторождения лиственитового типа формируются в результате наложения на офиолитовые комплексы субаэрального вулканизма орогенного этапа. Рудные тела линзовидной или столбообразной формы локализуются вдоль контактов серпентинитов, основных вулканических пород и даек офиолитовых комплексов с вмещающими терригенными породами. Оруденение сопровождается лиственитизацией вмещающих пород.

Киноварь в большинстве случаев единственный рудный минерал.

Доля месторождений лиственитового типа в суммарных запасах составляет 13 — 14 %. Наиболее крупные месторождения находятся в США: Нью-Альмаден (добыто 38 тыс. т ртути), Нью-Идрия (20 тыс. т). В России крупнейшими являются Тамватней (Чукотка), Чаган-Узун (Горный Алтай).

Месторождение Чаган-Узун находится на Горном Алтае в зоне регионального разлома длительного развития. Район сложен эвгесинклинальными эффузивно-осадочными толщами нижнего кембрия, прорванными кембрийскими гипербазитовыми интрузиями. Выше залегают карбонатно-граувакковые толщи кембрия — ордовика. Приразломные грабены выполнены девонскими эффузивно-осадочными красноцветными толщами и угленосными толщами карбона. Отчетливо проявлена мезозойско-кайнозойская тектономагматическая активизация, выраженная в формировании малых интрузий щелочных базальтоидов, цепи межгорных прогибов.

Оруденение локализовано в зоне главного сместителя Чаган-Узунского надвига под пластиной серпентинитов. Листвениты образуют линейно вытянутое жилообразное тело в лежачем боку надвига. Рудные тела имеют форму крутопадающих межформационных жил, прослеживающихся вдоль зоны лиственитизации на несколько сотен метров по простиранию и на глубину при небольшой мощности. Флексурные изгибы поверхности сместителя определяют положение рудных столбов (рис. 6.42).

По запасам месторождение относится к средним, содержание ртути 0,42 %.

Главный рудный минерал — киноварь, реже встречаются арсенопирит, пирит, галенит, антимонит, реальгар.

Месторождения джаспероидного типа — комплексные месторождения сурьмы и ртути. Джаспероидные месторождения приурочены к карбонатным формациям миогеосинклинального и окраинно-материковых бассейнов, которые также ассоциируют с редуцированными субмаринными андезито-базальтовыми формациями. Для них типичны пластообразные рудные залежи, располагающиеся в терригенно-карбонатных комплексах. Характерно развитие послойных оруденелых брекчий, часть которых свя-

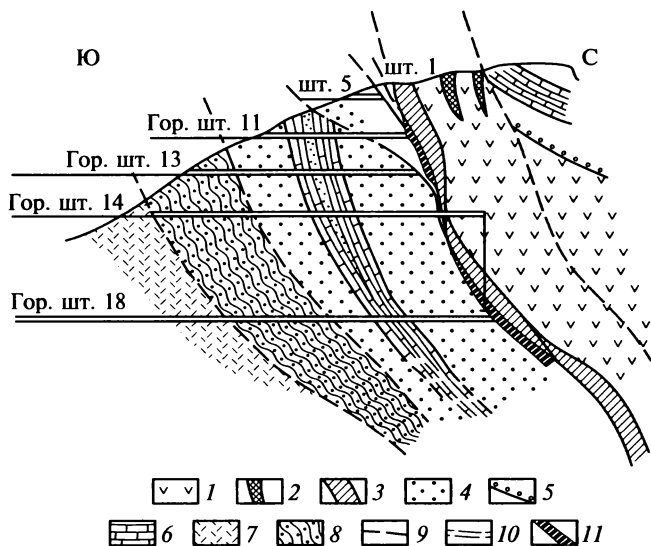


Рис. 6.42. Схема строения месторождения Чаган-Узун
(по В. А. Кузнецову, А. Н. Оболенскому и др.):

1 — зеленокаменные эффузивы, туфы, сланцы нижнего кембрия; 2 — окремненные известняки нижнего кембрия; 3 — рассланцованные серпентиниты; 4 — песчаники кембро-ордовика; 5 — конгломераты того же возраста; 6 — известняки; 7 — порфириды, туфы среднего девона; 8 — глинистые сланцы, мергели верхнего девона; 9 — главный сместитель Чаган-Узунского надвига; 10 — прочие разрывные нарушения; 11 — минерализованные листвениты

зывается с палеокарстом или с плащеобразными палеозювильными брекчиями. Прожилково-вкрапленное, иногда гнездовое оруднение локализовано в пластообразных залежах джаспероидов. Наряду с согласными залежами встречаются секущие жильные тела, приуроченные к разрывным нарушениям и проникающие в перекрывающие джаспероиды сланцевые пакки. В рудах отмечаются признаки многократного дробления и перекристаллизации.

Главные промышленные минералы руд — антимонит, киноварь, флюорит. Иногда в заметных количествах присутствуют свинцово-сурьмяные сульфосоли. Средние содержания сурьмы составляют 2—6%, ртути — на один или два порядка ниже.

На долю месторождений этого типа приходится около 7—9% мировых запасов ртути и 70% сурьмы.

Наиболее широким распространением джаспероидные месторождения пользуются в Среднеазиатской провинции (Хайдаркан, Кадамжай, Джиджикрут и др.). В Южном Китае находится уникальное сурьмяное месторождение Сигуаньшань.

Месторождение Сигуаньшань находится в Китае и расположено в пределах палеозойского прогиба Южно-Китайской платформы.

Сигуаньшаньское рудное поле приурочено к асимметричной брахиантиклинали длиной до 15 м и шириной до 3 км. Ядро складки сложено массивными известняками верхнего девона, в которых под перекрывающими их глинистыми сланцами нижнего карбона прослеживается выдержанный и мощный (от 20 до 80 м) горизонт джаспероидов. Наиболее богатые рудные тела (до 20 % сурьмы) в виде мощных выдержанных залежей расположены в сводовой части брахиантиклинали висячем боку горизонта джаспероидов. На крыльях складки оруденение приобретает гнездовый характер. Вертикальный размах оруденения превышает 1 200 м (рис. 6.43).

Практически единственным рудным минералом месторождения является антимонит, ассоциирующий с кварцем.

Месторождение Сигуаньшань уникальное по запасам. Общее первоначальное количество металла оценивается в 3—5 млн т. Это примерно равно запасам всех остальных месторождений Америки, Африки, Западной Европы и Юго-Восточной Азии и составляет около 33 % запасов всех зарубежных стран.

Месторождения кварц-золото-антимонитового типа в основном относятся к плутоногенным гидротермальным жильного типа. Рудоносные формации — черносланцевые и сероцветные глинисто-песчаниковые, как и в других типах ассоциирующие с редуцированными субмаринными андезито-базальтовыми. Рудогенерирующие формации — диорит-гранодиоритовые (натриевой серии).

Жильные рудные тела локализованы в зонах сбросо-сдвигов.

В составе руд главная роль принадлежит антимониту, бертьериту, высокопробному (940—999) золоту. Жилы часто сопровождаются ореолами прожилково-вкрапленной сульфидизации (пирит, арсенопирит) с повышенной золотоносностью. Рудные тела

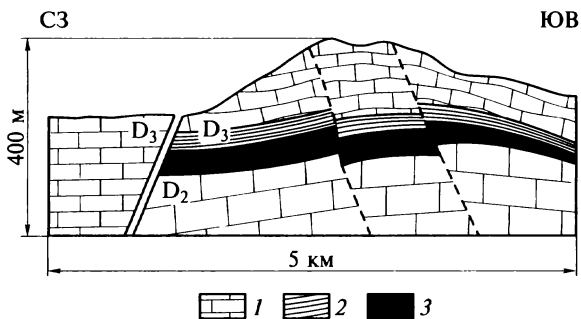


Рис. 6.43. Схема строения сурьмяного месторождения Сигуаньшань (по А. Н. Ильину, 1987):

1 — известняки; 2 — глинистые сланцы; 3 — рудоносный горизонт

характеризуются весьма низкой ртутьносностью (содержание ртути ниже 10^{-5} %) и сереброносностью (Au:Ag ~ 10:1). Средние содержания сурьмы в рудах составляют от единиц до первых десятков процентов, золота — до десятков граммов на тонну. Запасы месторождений колеблются от десятков до первых сотен тысяч тонн сурьмы.

Наиболее значительные месторождения этого типа находятся в Боливии, ЮАР, Франции. В России они известны в Якутии (Сарылах, Сентачан), на Енисейском кряже (Удережское).

Месторождения кварц-антимонитового типа — наиболее широко распространенные сурьмяные месторождения, относящиеся к вулканогенной гидротермальной группе. Месторождения представлены простыми жилами, минерализованными зонами дробления и брекчирования. Прожилково-вкрапленное орудуение в субвулканических телах и экструзивах представляет редкий «порфировый» тип. Содержание сурьмы 1—10 %, сопутствующие компоненты — серебро, вольфрам, золото. В мире известно более 1 000 месторождений с запасами сурьмы от единиц до первых десятков тысяч тонн, в них заключено 30 % мировых запасов сурьмы. Экономическое значение месторождений этого типа в России ничтожно.

6.3. Редкие элементы

К редким относят 35 элементов, среди которых выделяют несколько групп: 1) редкие щелочные металлы — литий, рубидий, цезий; 2) легкие металлы — бериллий; 3) редкие тугоплавкие металлы — тантал, ниобий, цирконий, гафний; 4) редкоземельные элементы и иттрий; 5) рассеянные элементы — германий, рений, таллий, кадмий, индий, галлий, селен, теллур.

Редкие элементы в отличие от черных и цветных металлов нашли применение в промышленности сравнительно поздно — только в последние 30—50 лет. При этом в большинстве своем их используют в новых современных технологиях.

Редкие металлы в природных условиях концентрируются, как правило, группами, создавая комплексные месторождения, в которых промышленную ценность могут иметь 2—3, а иногда и 5—6 компонентов.

6.3.1. Литий

Литий — редкий щелочной металл, открыт в 1817 г. А. Арфведсоном. Он обладает рядом особых свойств: необычайной легкостью (плотность самая низкая из всех металлов — $0,53 \text{ г/см}^3$), большой пластичностью, вязкостью, теплоемкостью. Легко образует сплавы почти со всеми металлами. Применяется более чем в 150

областях, в том числе в металлургии, стекольной, керамической, электротехнической отраслях промышленности, в военной технике; Li — единственный источник трития (^3H), теплоноситель ядерных реакторов.

Кларк лития — $2,9 \cdot 10^{-3}\%$. Среднее содержание в магматических породах возрастает от ультраосновных к кислым. Он концентрируется в самых поздних пегматитах и в остаточной рапе кристаллизующихся солевых систем. Известно 54 минерала лития, промышленными являются сподумен, петалит, лепидолит, монтебразит, амблигонит. В богатых рудах содержание Li_2O 1,3—1,5 %, редко достигает 2 %, в бедных — 0,6—1,0 %.

Промышленные месторождения лития представлены гранитными пегматитами и минеральными водами. Подтвержденные запасы лития за рубежом оцениваются в 9,4 млн т. Наиболее крупными запасами располагают Боливия (56 %) и Чили (31 %), далее следуют США и Канада (по 4 %). В литиеносной рапе соляных озер заключено 75 % запасов, в гранитных пегматитах сосредоточено 25 %, в редкометалльных грейзенах — 0,5 %. Россия по запасам лития занимает третье место в мире, при этом более 70 % запасов связано с редкометалльными пегматитами, 26 % приходится на редкометалльные граниты и около 2 % — на слюдисто-флюоритовые пегматиты.

Производство лития за рубежом за последнее десятилетие увеличилось в 2 раза: с 7 500 т в 1991 г. до 14 900 т в 2001 г. Мировой лидер в добыче лития — Чили, где его получают из рапы оз. Саллар-де-Атакама; далее следуют Китай, Австралия, Аргентина. Крупнейшие потребители лития — США (около 4 тыс. т) и Япония (более 2 тыс. т).

Ведущий промышленный тип — *альбит-сподуменовые пегматиты* — представляет собой крупнейшие месторождения лития (с попутным танталом и бериллием). По В. В. Архангельской, это крупные плитообразные крутопадающие тела, сгруппированные в жильные зоны, протяженностью 1—3 км, мощностью от 3—5 до 20—40 м, локализованные в метаморфических породах древних платформ или срединных массивов, реже в фанерозойских образованиях, где они обычно мельче и беднее. Главные минералы тел — кварц, альбит, сподумен, второстепенные — мусковит, гранат, апатит, касситерит, а также колумбит, берилл, петалит, фергусонит, гатчеттолит. Дифференциация слабая. Внешняя зона сложена кварцем и альбитом, внутренняя — кварцем, альбитом, сподументом. Содержание Li_2O составляет 1,1—1,5 %, попутные компоненты — Ta, Be, Sn, запасы — 400—800 тыс. т. В фанерозойских месторождениях запасы не превышают 50—100 тыс. т при содержании Li_2O 0,8 %.

Материнскими породами являются биотит-плагиомикроклиновые граниты. От материнских массивов они отдалены на 7—10 км

и на 3—4 км по вертикали. Месторождения не известны только в архее, все другие эпохи потенциально литиеносны.

Пегматитовые тела локализованы, как правило, в грабен-синклинальных структурах. Наиболее богатые месторождения располагаются в породах, обогащенных магнием, железом, кальцием, — амфиболитах, мраморах и т. п. Месторождения известны в России (Колмозерское, Тастыгское), США (Кингс-Маунтин), Канаде (Литиа), Испании и др.

Второй тип — *сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты* с лепидолитом, петалитом, поллуцитом, танталатами и бериллом — преимущественно танталовые и цезиевые месторождения, содержащие также Li и Be (см. подразд. 6.3.2). К данному типу относятся месторождения Берник-Лейк (Канада), Бикита (Зимбабве), Блек-Хиллс (США) и др.

Среди природных *минеральных вод*, богатых литием, выделяется несколько разновидностей.

1. Межкристаллизационная рапа высохших соляных и содовых озер. Сухое *озеро Сёрлс* в Калифорнии (США) заполнено соленосной толщей площадью 80 км², мощностью 30—40 м. Пористые отложения солей насыщены концентрированной рапой, в которой содержатся (мг/кг): Вг — 850; J — 30; NH₄ — 18; F — 20; W — 70; Мо — 0,7; Ge — 0,3; Sb — 6; Li — 96—115. Запасы Li₂O в рапе — 400 тыс. т.

2. Рассолы усыхающих водных бассейнов: *Большое Соленое озеро* в США (Li₂O — 0,013 %, запасы — 1,3 млн т); *Мертвое море* в Израиле (0,004 %); *Салар-де-Атакама* в Чили (содержание Li₂O в рапе 0,14 %, подтвержденные запасы — 1,67 млн т), присутствует также K, Na, Mg, B, Rb, Cs.

3. Подземные богатые рассолы (0,08 % Li₂O) в погребенных вулканогенно-осадочных толщах: *Сильвер-Пик* (США) с запасами в 7,4 млн т.

4. Подземные воды нефтяных и газовых месторождений наряду с Li₂O (до 0,08 %) содержат Rb, Cs, J, Вг, Sr.

5. Термальные воды областей современного активного вулканизма — Новая Зеландия, Япония, Эквадор, Исландия, Италия, Россия (Камчатка, Курильские о-ва) и др.

6.3.2. Цезий и рубидий

Цезий открыт в 1860 г., рубидий — в 1861 г. Р. Бунзеном и Р. Кирхгофом. Цезий широко используют в различных отраслях промышленности: 1) в радиотехнике и электронике для создания фотоэлементов, телевизионных приборов; 2) в ракетно-космической технике — топливо в ионных ракетных двигателях; 3) электроэнергетике — для создания МГД-генераторов; 4) атомной технике — как теплоноситель энергосистем, для получения металли-

ческого плутония; 5) производстве измерительных приборов, специальных стекол, катализаторов и т.д. Ежегодное потребление цезия возрастает и в настоящее время составляет первые десятки тонн. Подтвержденные запасы зарубежных стран оцениваются в 111 тыс. т. Рубидий используют в относительно небольшом количестве в медицине и аналитической химии. Потребность в нем ограничивается несколькими единицами тонн. Главный источник рубидия — лепидолит — добывают в Зимбабве и Намибии, частично в Мозамбике. Всего здесь получено более 1 млн т лепидолитовых концентратов.

Кларк цезия — $3,7 \cdot 10^{-4} \%$, рубидия — $1,5 \cdot 10^{-2} \%$, содержания их заметно возрастают от ультраосновных пород ($0,1 \cdot 10^{-4} \%$ Cs и $2,0 \cdot 10^{-4} \%$ Rb) к кислым ($5 \cdot 10^{-4} \%$ Cs и $2 \cdot 10^{-2} \%$ Rb). Известно восемь минералов цезия, промышленное значение имеет только поллукит $\text{CsAlSi}_2\text{O}_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (до 30 % Cs_2O). Практически весь цезий получают из поллукита и попутно при переработке лепидолитовых и сподуменовых концентратов. Рубидий получают попутно при переработке калийных солей и лепидолитовых концентратов.

Все месторождения цезия относятся к формации редкометалльных пегматитов. Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты являются главным источником цезия, характеризуются сложной зональностью, многоярусным строением, комплексным составом — содержат Ta, Li, Cs, Be, Rb, Sn.

По В. В. Архангельской, месторождения сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов обычно представляют собой единичные пологопадающие тела. Их протяженность составляет 500—1 000 м при мощности от 5—10 до 40—60 м и более. Пегматиты резко дифференцированы, в них выделяется до 8—11 зон. Минеральный состав весьма разнообразен: в больших количествах наряду с кварцем, микроклином, альбитом, сподуменом присутствуют лепидолит, петалит, амблигонит, эвкриптит, поллукит, минералы тантала, берилл, касситерит и многие другие.

Наиболее крупные и богатые месторождения этого типа расположены на древних платформах. Среднее содержание цезия в них составляет десятые доли процента. В противоположность этому в месторождениях фанерозойских складчатых областей оно не превышает сотых долей процента. Запасы цезия в месторождениях платформ достигают нескольких десятков тысяч тонн, тогда как в месторождениях складчатых областей не превышают сотен тонн. Все наиболее крупные и богатые месторождения сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов принадлежат позднеархейской эпохе; запасы цезия и лития уменьшаются с омоложением возраста месторождений.

Материнскими породами являются соскладчатые биотитовые плагиомикроклиновые граниты, от массивов которых месторождения обычно отходят не далее 1,5—2,5 км по вертикали и до 3—

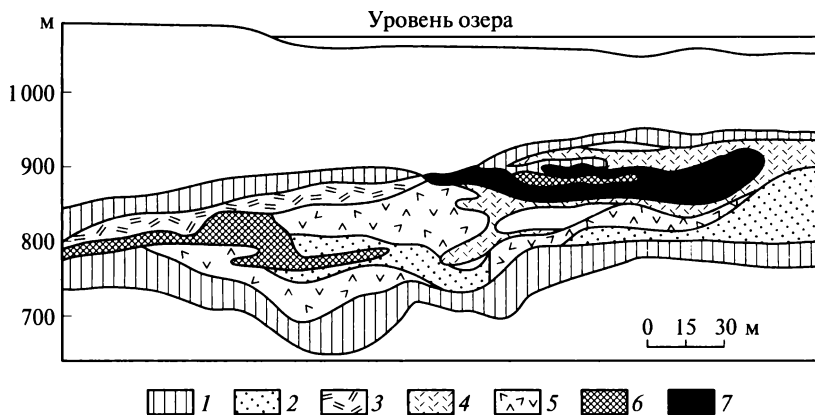


Рис. 6.44. Вертикальный разрез пегматитового тела Танко (месторождение Берник-Лейк, Канада) (по П. Черний и Р. Фергюсону):

1—7 — зоны (1 — альбит-кварц-микроклиновая, 2 — мелкозернистая кварц-альбитовая, 3 — микроклин-альбит-сподуменовая, 4 — сподумен-кварц-амблигонитовая (с петалитом), 5 — микроклин-альбит-кварцевая (с танталовой минерализацией), 6 — кварцевая, 7 — поллуцитовая)

5 км в плане. Наиболее благоприятными вмещающими породами являются амфиболсодержащие, особенно амфиболиты.

Берник-Лейк (Канада) — уникальное месторождение. Оно расположено среди метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород нижнего протерозоя — амфибол-плагиоклазовых сланцев, прорванных гранитами. Месторождение имеет многоярусное строение. Главная пегматитовая залежь располагается на расстоянии 900—1 000 м над куполом гранитного массива. Это эллипсоидальное в плане тело, краевые части которого полого погружаются под углами 10—30°, образуя своеобразный изгиб. Длина залежи более 1 100 м, ширина 460 м, мощность до 85 м. Под основной залежью располагается второе тело. Залежь характеризуется четким зональным строением (рис. 6.44). В центре располагается кварцевое ядро и поллуцитовая зона, сложенная только поллуцитом и распадающаяся на три линзы, мощностью 5 м каждая. Содержание Cs_2O здесь достигает 28%. Далее от центра последовательно сменяются зоны: сподумен-кварц-амблигонитовая (с петалитом); микроклин-альбит-кварцевая (с танталовой минерализацией); микроклин-альбит-сподуменовая; мелкозернистая кварц-альбитовая и внешняя — альбит-кварц-микроклиновая. Запасы Cs_2O в нем оцениваются в 200 тыс. т, Ta_2O_5 — 4 300 т. Весьма богато оно и литием.

Источниками Cs служат также околопегматитовые метасоматиты холмквистит-цезий-биотитового состава, нефелин-апатитовые руды, карналлитовые породы.

6.3.3. Бериллий

Бериллий открыт в 1798 г. французским химиком Л. Вокленом в берилле. Чистый металл был получен только через 100 лет.

Бериллий обладает уникальным сочетанием свойств: весьма низкой плотностью ($1,847 \text{ г/см}^3$), значительной твердостью, высокой упругостью, теплоемкостью, специфическими ядерно-физическими характеристиками, которые обуславливают его эффективное использование во многих высокотехнологичных областях. Ежегодное мировое производство бериллия в концентратах превышает 150 т; ведущими производителями являются США (свыше 65 %), Бразилия (13 %), Китай (более 9 %). Широкое использование бериллия сдерживается его высокой стоимостью и токсичностью.

Кларк бериллия — $3,8 \cdot 10^{-4} \%$; содержание его последовательно возрастает от ультраосновных пород ($0,2 \cdot 10^{-4} \%$) к кислым ($5 \cdot 10^{-4} \%$). Известно более 100 минералов бериллия. Промышленное значение имеют только три минерала: берилл $\text{Be}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$ (12—14 % BeO), берtrandит $\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2$ (40—45 % BeO), фенакит Be_2SiO_4 (42—45 % BeO). К числу потенциально промышленных относятся еще восемь минералов: гентгельвин, гельвин, даналит, эвклаз, барилит, лейкофан, хризоберилл и бехоит. Содержание оксида бериллия в них от 10 до 50 %.

В промышленной классификации месторождений бериллия выделяют две группы: собственно бериллиевые месторождения, в которых он является основным компонентом, и комплексные, где бериллий является попутным компонентом. По величине запасов BeO месторождения подразделяют на мелкие (до 5 тыс. т), средние (5—10 тыс. т), крупные (10—20 тыс. т), очень крупные (20—50 тыс. т) и уникальные (свыше 50 тыс. т). Бериллиевые руды по содержанию BeO делят на богатые (свыше 0,6 %), рядовые (0,3—0,6 %), бедные (0,1—0,3 %) и убогие (0,04—0,1 %).

Общие мировые запасы (без России и стран СНГ) оцениваются в 1024 тыс. т BeO (2003 г.), при этом подтвержденные запасы немногим более 190 тыс. т. Наиболее крупные запасы в США, Бразилии, Китае, Канаде, Австралии. В сумме на эти страны приходится 81,2 % мировых подтвержденных запасов. Запасы бериллия в России весьма значительны и сопоставимы с мировыми (рис. 6.45).

Все месторождения бериллия относятся к эндогенной серии. С учетом различной значимости геолого-промышленных типов — общемировых и российских — выделено семь основных (табл. 6.1).

Берtrandит-аргиллизитовые метасоматиты относятся к вулканогенному гидротермальному типу. Месторождения приурочены к бортам молодых депрессий, контролирующих распределение вулканоплутонических комплексов кислого состава. Оруденение локализуется в вулканогенных породах — туфах, туфоловах,

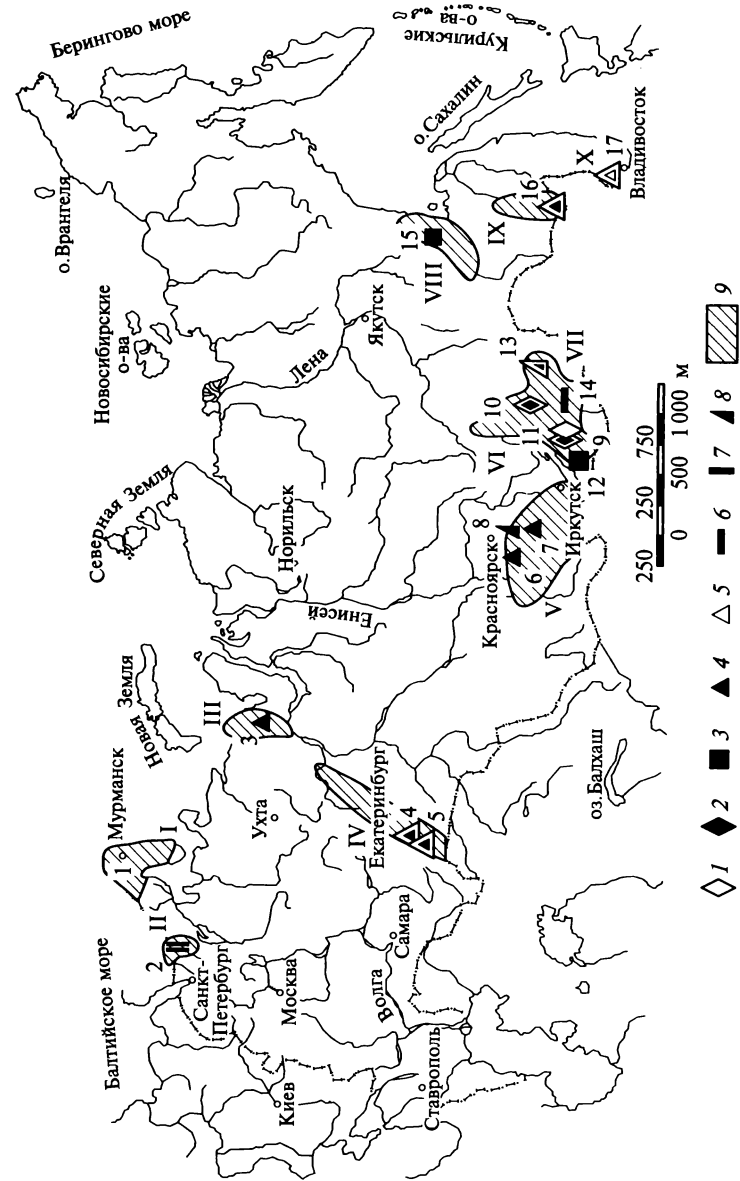


Рис. 6.45. Схема размещения основных бериллиеносных провинций и месторождений бериллия в России (по И. И. Куприяновой и др., 2005): 1–9 — промышленные типы бериллиевых месторождений (1 — берtrandит-аргиллизитовые метасоматиты, 2 — флюорит-берtrandит-фенакитовые метасоматиты; 3 — бериллиеносные полевошпатовые метасоматиты, 4 — берилл-слюда-ные метасоматиты, 5 — бериллиеносные флюоритовые метасоматиты, 6 — кварцево-жильные зоны и штокверки, 7 — бериллиеносные скарны, 8 — редкометалльные пегматиты, 9 — бериллиеносные провинции); 1–17 — месторождения (1 — Колмозерское, 2 — Уксинское и Хопунвара, 3 — Орлиное, 4 — Малышевское, 5 — Боевское, 6 — Казырское, Радуга, 7 — Снежное, 8 — Вишняковское; 9 — Ермаковское, 10 — Ауникское, 11 — Оротское, 12 — Урминское, 13 — Завитинское, 14 — Шерловогорское, 15 — Бугундя, 16 — Преображенское, 17 — Вознесенское и Пограничное); значки с обводкой — месторождения с балансовыми рудами; I–X — провинции (I — Карело-Кольская, II — Свеко-Финская, III — Полярно-Уральская, IV — Восточно-Уральская, V — Алтае-Саянская, VI — Западно-Забайкальская, VII — Восточно-Забайкальская, VIII — Алданская, IX — Буреинская, X — Ханкайская)

Таблица 6.1

Распределение запасов бериллия по промышленным типам месторождений, % от запасов в мире и в России соответственно (по И. И. Куприяновой и др., 2005)

Промышленный тип	В мире	В России	Содержание BeO, %	Основные месторождения
1. Берtrandит-аргиллизитовые метасоматиты	21,0	—	0,6 — 1,5	Спёр-Маунтин (США)
2. Берtrandит-фенакит-флюоритовые метасоматиты	—	11,5	0,2 — 1,2	Ермаковское, Ауник (Россия)
3. Бериллиеносные полевошпатовые метасоматиты	6,0	—	0,3 — 1,4	Тор-Лейк (Канада), Пержанское (Украина)
4. Берилл-слюда-ные метасоматиты	25,0	26,0	0,12 — 0,75	Малышевское, Боевское (Россия)
5. Апокарбонатные редкометалльно-флюоритовые метасоматиты	—	12,0	0,1 — 0,3	Вознесенское, Пограничное (Россия)
6. Комплексные (Be, W, Mo) кварцево-жильные	—	2,5	0,05 — 0,3	Каракольское, Казандинское (Россия)
7. Редкометалльные пегматиты	48,0	48,0	0,03 — 0,3	Завитинское, Колмозерское (Россия)

вблизи даек и штоков риолитов и представлено вкрапленностью и прожилками бертрандита и других минералов.

Спёр-Маунтин (США) — крупнейшее в мире месторождение этого типа. Район расположен в пределах молодой активизированной зоны Североамериканской платформы и сложен вулканогенными породами палеоген-неогенового вулканоплутонического комплекса. Риодациты, риолиты и их туфы залегают на известняках и доломитах верхнего девона. Разрез кислых рудовмещающих пород венчается топазсодержащими экструзивными риолитами. Общая мощность риолитов 350—400 м, подстилающей их пачки туфов — 100—120 м. Породы обогащены фтором, бериллием, скандием и ураном.

Рудные тела локализованы в пористых слабо сцементированных туфах, лежащих в основании разреза вулканогенной толщи и содержащих обломки известняков и доломитов. Рудные тела представляют собой пластообразные и линзовидные залежи, ориентированные согласно с вмещающими породами (рис. 6.46). Рудные зоны прослеживаются до 1—2 км при мощности до 16 м. Наблюдаются ветвящиеся залежи, иногда оруденение переходит в ниже лежащие доломиты.

Рудные минералы — тонкозернистый бертрандит, гельбертрандит, иногда присутствует бехоит. Рудная вкрапленность отмечается во всех минералах туфов. Рудные тела сопровождаются флюоритовой минерализацией. Гипогенные монтмориллонит, кальцит, анкерит, бертрандит часто приурочены к обломкам доломита.

Общая площадь оруденения составляет 15 км² (5 × 3 км). Запасы ВеО в начале разработки (1970-е гг.) оценивались в 200 тыс. т,

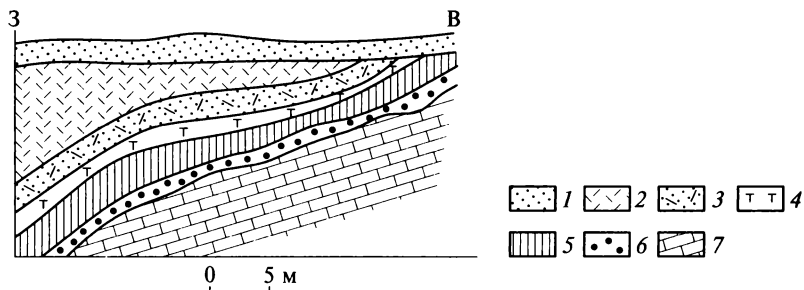


Рис. 6.46. Схематический геологический разрез одного из участков бертрандитового месторождения Спёр-Маунтин (штат Юта, США) (по И. И. Куприяновой и др., 2005):

1 — аллювиальные отложения; 2 — риолиты, часто топазсодержащие, палеоген-неогенового возраста; 3 — гидротермально измененные риолиты; 4 — туфы риолитового и дацит-риолитового состава; 5 — бертрандитовое рудное тело; 6 — туфы с обломками известняков; 7 — известняки и доломиты палеозойского возраста

в настоящее время составляют 50,8 тыс. т при среднем содержании 0,72 %. Развитие рудной минерализации совпало с максимальной вулканической активностью.

Берtrandит-фенакит-флюоритовые метасоматиты связаны с гипабиссальными мелкими куполами альбитизированных граносиенитов, кварцевых сиенитов и щелочных гранитов. Они располагаются в зонах активизации складчатых областей. При наличии известняков среди вмещающих пород над куполами гранитных штоков и вдоль даек развивались мощные зоны флюоритизации. Рудные тела представляют собой массивные и вкрапленные флюоритовые руды с фенакитом, берtrandитом и др.

Ермаковское месторождение — наиболее крупное из российских объектов, относится к плутогенным гидротермальным и представляет формацию берtrandит-фенакит-флюоритовых метасоматитов. Месторождение находится на территории Бурятии. В геологическом отношении это область мезозойской активизации протерозойских и палеозойских образований в краевой части

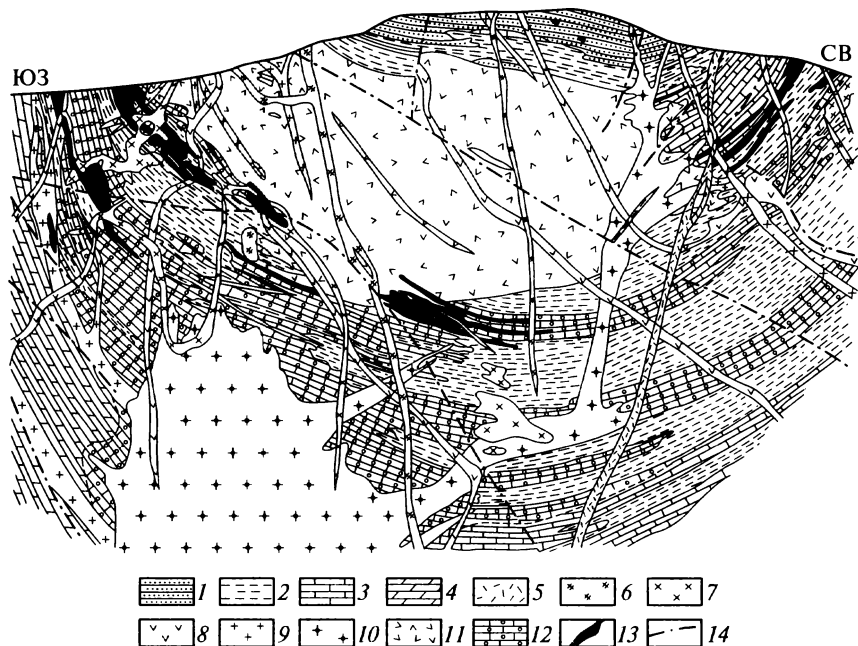


Рис. 6.47. Ермаковское месторождение. Геологический разрез берtrandит-фенакит-флюоритового месторождения (по В. И. Гальченко):

1 — песчаники; 2 — сланцы; 3 — известняки; 4 — доломиты; 5 — фельзит-порфиры; 6, 7 — сиенит-порфиры (6 — лейкократовые, 7 — роговообманковые); 8 — диоритовые порфиры; 9 — субщелочные граниты и граносиениты; 10 — биотитовые граниты; 11 — габбро-диориты, гранодиориты и диориты; 12 — скарны; 13 — рудные тела; 14 — тектонические нарушения

наложенной депрессии. По данным М. И. Новикова и других (1994), месторождение приурочено к небольшому блоку осадочно-метаморфических пород верхнего протерозоя, окруженному гранитоидами верхнего протерозоя и палеозоя. В прибортовой части впадины, выполненной осадочно-вулканогенными отложениями триаса и юры, вдоль регионального разлома развиты трещинные интрузии субщелочных гранитов юрского возраста. Рудоносные субщелочные эгиринсодержащие лейкократовые граниты прорывают рудовмещающую осадочную толщу, сложенную чередующимися доломитами, известняками, песчаниками, сланцами.

Флюорит-бериллиевое оруденение образует протяженные полойные метасоматические зоны, в пределах которых выделяются рудные тела сплошных руд, развивающиеся по известнякам. По скарнам и сланцам образуются прожилково-вкрапленные руды. Протяженность рудных тел от десятков до сотен метров, мощность до первых десятков метров (рис. 6.47).

Руды месторождения комплексные флюорит-бериллиевые. Основные рудные минералы — берtrandит и фенакит, более редкие — мелинофан, лейкофан, эвидимит, бавенит, миларит, гельвин. Выделяются также флюорит-берtrandит-сульфидные руды (с содержанием Zn до 27 %, Pb до 16 %). Проявлены на месторождении элементы зональности: на верхних горизонтах в рудах преобладает берtrandит, на нижних — фенакит. Среднее содержание бериллия в рудах 1,19 %, флюорита — 24,6 %.

Апокарбонатные редкометалльно-флюоритовые метасоматиты развиваются среди известняков экзоконтактовой зоны штокооб-

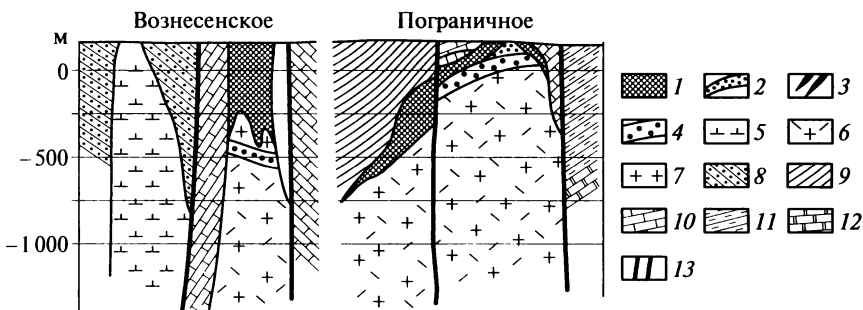


Рис. 6.48. Схематические геологические разрезы Вознесенского и Пограничного месторождений (по И. И. Куприяновой и др., 2006):

1—4 — руды (1 — редкометалльно (Li-Be)-флюоритовые, 2 — топаз-диаспор-флюоритовые, 3 — шеелит-флюоритовые, 4 — танталовые касситерит-фенакит-флюоритовые); 5 — монцитониты и габброиды PZ₂; 6 — протолитионитовые граниты PZ₁; 7 — турмалин-биотитовые граниты PZ₁; 8—12 — терригенно-карбонатные породы E₁ (8 — сланцы, алевролиты, 9 — филлитовидные сланцы, 10 — органиогенные известняки, 11 — сланцы, 12 — хемогенные известняки, доломиты); 13 — тектонические нарушения

разного гранитного интрузива. К этому типу относятся *Вознесенское* и *Пограничное месторождения* (Приморский край). Это крупнейшие по флюориту объекты. Рудные тела представляют собой крупные залежи и столбы от пологих до вертикальных (рис. 6.48). Слюдисто-флюоритовые руды имеют сложный минеральный состав. Главные минералы — флюорит (50—75 %) и слюды (20—40 %), мусковит, циннвальдит, протолитионит, в отдельных участках развит топаз (до 30 %), встречается турмалин. В Вознесенском месторождении под горизонтом флюорит-бериллиевых руд содержатся в редкометалльных гранитах танталовые руды. Бериллиевая минерализация представлена фенакитом, хризобериллом, эвклазом, бериллом. В рудах Воскресенского месторождения преобладает фенакит, в рудах Пограничного — хризоберилл. Запасы бериллия на месторождениях составляют около 12 % всех балансовых запасов России при содержании 0,2 % BeO на верхних горизонтах и 0,37 % — на нижних (И. И. Куприянова и др., 2006).

6.3.4. Редкоземельные элементы и иттрий

К редкоземельным элементам (РЗЭ) относятся иттрий, лантан и 13 элементов группы лантаноидов: церий, празеодим, неодим, самарий, европий, гадолиний, тербий, диспрозий, гольмий, эрбий, тулий, иттербий, лютеций. Все элементы имеют сходные химические свойства и в природных условиях встречаются совместно. По направленной изменчивости и наибольшей близости химических и физических свойств РЗЭ разделяют на две группы: цериевые (или легкие) — от лантана до неодима, и иттриевые — сам иттрий и лантаноиды от самария до лютеция. В свою очередь иттриевые подразделяют на три подгруппы: собственно иттрий, средние или промежуточные РЗЭ — от самария до эрбия, тяжелые — от тулия до лютеция.

Известно более 100 важных областей применения РЗЭ, наиболее емкие сферы использования — катализ в крекинге нефти, металлургическая, стекольная и керамическая отрасли промышленности, сверхмощные магнитные сплавы, кинескопы, люминофоры, лазерная техника, оборонная, аэрокосмическая, атомная. Нефтехимическая и стекольная — около 70 % редкоземельной продукции. Большая часть РЗЭ используется в виде смешанных соединений, оксидов и мишметалла (сплав на основе РЗЭ). Однако для ряда производств требуется отдельная редкоземельная продукция. Рост объемов потребления достигает 10—15 % в год.

Кларки многих РЗЭ в земной коре выше, чем у цветных металлов. Они находятся в пределах от 0,3 для Tm до 60 г/т для Се. Кларк иттрия — 22 г/т. Суммарный кларк РЗЭ для верхней континентальной коры — 168 г/т.

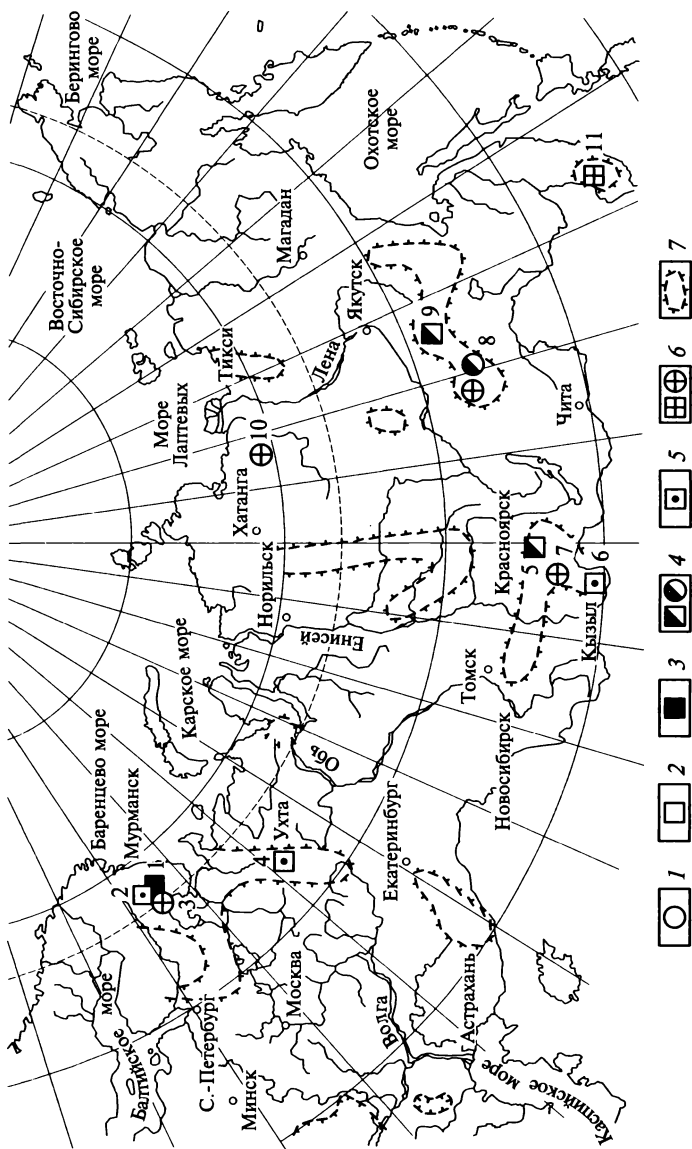


Рис. 6.49. Основные месторождения редкоземельных металлов (РЗМ) и перспективные площади России (по В. С. Кудрину, Л. Б. Чистову, 1996): 1 — месторождения, в рудах которых РЗМ относятся к основным компонентам; 2 — месторождения с попутными РЗМ; 3—5 — месторождения, учтенные Госбалансом (3 — эксплуатируемые, 4 — резервные, 5 — с неактивными запасами (на обозримую перспективу)); 6 — промышленно-перспективные месторождения, не учтенные Госбалансом; 7 — территории, потенциально перспективные на выявление промышленных месторождений (1 — Ловозерское, 2 — Хибинская группа месторождений, 3 — Аллуайв, 4 — Ярегское, 5 — Белозиминское, 6 — Улуг-Танзекское, 7 — Арысканское, 8 — Катугинское, 9 — Селигдарское, 10 — Томторское, 11 — угольные месторождения Приморья)

Из почти 100 редкоземельных минералов основное промышленное значение имеют восемь; три из них — бастнезит CeCO_3F (75 % TR), монацит CePO_4 (65 % TR) и лопарит $\text{NaTR}(\text{Ti}, \text{Nb})_2\text{O}_3$ (30 % TR) — содержат РЗЭ селективно или преимущественно цериевой группы и составляют основную долю добываемого сырья. Еще четыре минерала содержат преимущественно элементы иттриевой группы: ксенотим YPO_4 (58—63 % TR), черчит $\text{YPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (48—53 % TR), иттросинхизит $\text{CaY}(\text{CO}_3)\text{F}$ (45—50 % TR) и браннерит $(\text{U}, \text{Ca}, \text{Th}, \text{Y})(\text{Ti}, \text{Fe})_2\text{O}_6$ (3—9 % TR). Апатит $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$ (1 % TR, иногда более) имеет комплексный переменный с преобладанием цериевой группы состав редких земель.

Запасы и сырьевые ресурсы РЗЭ огромны и в настоящее время оцениваются в 130 млн т (редкоземельных оксидов). Наибольшими запасами владеют Китай (67 %), США (10 %), Австралия (4 %).

Запасы РЗЭ России оцениваются в 28 млн т (18 % от мировых), но они распределены весьма неравномерно: 70 % находится в Мурманской области, 16 % — в Республике Саха (Якутия), остальные в Иркутской, Читинской областях в республиках Коми и Тува (рис. 6.49). По величине разведанных запасов Россия уступает только Китаю (В. В. Архангельская и др., 2005; В. С. Кудрин, Л. Б. Чистов, 1996). Месторождения РЗЭ относятся к разным генетическим типам. Наибольшее промышленное значение имеют магматические, месторождения полевошпатовых метасоматитов, скарновые, карбонатитовые, коры выветривания, россыпные и осадочные.

Мировое производство базируется на использовании в основном эндогенных месторождений с богатыми бастнезитовыми рудами, месторождений кор выветривания гранитов («ионно-сорбированные» руды) и богатых монацитсодержащих титан-циркониевых россыпей. Добыча составляет 80 тыс. т (в пересчете на триоксиды): Китай — 48 тыс. т, США — 20, Россия — 6 (в настоящее время добыча прекращена), Австралия — 3 тыс. т. Мировое потребление 60 тыс. т (оксиды); основные потребители — США, Китай, Япония, Россия.

Магматические месторождения РЗЭ связаны с агапитовыми нефелиновыми сиенитами. Это лопаритоносный стратифициро-

ванный Ловозерский массив уртитов-фойяитов-луявритов, а также апатит-нефелиновые породы Хибинского плутона (см. подразд. 9.6).

Полевошпатовые метасоматиты, альбитизированные щелочные граниты, а также альбититы, связанные с граносиенитами, щелочными гранитами, сиенитами, являются комплексными тантал-ниобий-редкоземельными рудами (Катугинское, Улуг-Танзекское месторождения, Россия).

Скарновые месторождения, формирующиеся на контакте щелочных гранитов и известняков, представлены магнетитовыми, актинолитовыми и тремолит-актинолитовыми скарнами, в которых присутствуют бритоцит, церит, ортит, бастнезит и лантанит (Вильгельм, Бастнез, Останмоос, Швеция).

Карбонатитовые месторождения РЗЭ связаны со щелочными сиенитами. Крупные концентрации РЗЭ образуются в корях выветривания карбонатитов.

Важную роль играют **прибрежно-морские россыпи** монацита, ксенотима, а также циркон-ильменитовые россыпи с монацитом (Австралия, Бразилия, Индия, Индонезия и др.). Осадочные месторождения представлены фосфоритами, обогащенными РЗЭ. Кроме того, известны уникальные по своей природе комплексные (U, P, РЗЭ) органогенно-фосфатные месторождения ископаемого костного детрита (Карагинское рудное поле, п-ов Мангышлак, Казахстан; см. подразд. 6.5.1).

Месторождения всех геолого-промышленных типов по составу РЗЭ можно подразделить на три группы: 1) цериевоземельные ($TR_{Ce}:TR_Y > 15$); 2) иттриево-цериевоземельные ($TR_{Ce}:TR_Y = 7 - 15$); 3) иттриевоземельные ($TR_{Ce}:TR_Y < 7$).

Цериевоземельные представлены бастнезитовыми карбонатитами и характеризуются запасами в несколько миллионов тонн. Два месторождения этой группы — Баян-Обо (Китай) и Маунтин-Пасс (США) — в сумме содержат более 50 % мировых запасов РЗЭ цериевой группы.

К иттриево-цериевоземельным относятся месторождения двух типов: а) коры выветривания карбонатитов щелочно-ультраосновных массивов (Араша, Бразилия; Томтор, Россия); б) прибрежно-морские ильменит-рутил-цирконовые россыпи с монацитом. Монацит либо попутный компонент (Австралия, Индия, ЮАР), либо главный рудный минерал (Бразилия). Запасы этих месторождений составляют сотни тысяч тонн.

В группу иттриевоземельных входят: редкометалльные щелочные граниты с ксенотимом, гадолинитом, гагаринитом с запасами в сотни тысяч тонн (Канада, Саудовская Аравия); коры выветривания гранитов с ионно-сорбированными РЗЭ; обогащенные РЗЭ ураноносные конгломераты.

В России основным источником РЗЭ являются магматические месторождения: лопаритоносные агапитовые нефелиновые сиениты.

ниты (Ловозерский массив) и апатитовые месторождения в нефелиновых сиенитах (Хибинский массив).

6.3.5. Цирконий и гафний

Цирконий открыт в 1789 г. М. Клапротом. Высокая температура плавления, химическая инертность и ряд других свойств определяют широкие возможности использования его для оболочек твэлов и оборудования ядерных реакторов, для легирования сплавов цветных металлов и т. д. Однако подавляющая часть циркониевых концентратов (до 90 %) идет на изготовление высококачественной керамики, глазурей, огнеупоров. Циркониевые концентраты служат, кроме того, единственным источником получения гафния, который является полным геохимическим аналогом циркония. Он был предсказан Д. И. Менделеевым, а открыт в 1923 г. Г. Гевеши и Д. Костером. Гафний, как поглотитель нейтронов, применяется в качестве защиты от радиации, в контрольной аппаратуре АЭС, в реактивных двигателях; карбид гафния используется в качестве покрытия космических кораблей. Мировые общие запасы ZrO_2 оцениваются в 97 млн т, разведанные запасы составляют 63 млн т. Наибольшее количество находится в Австралии, ЮАР, Украине, США, России. Ежегодное производство циркониевых концентратов превышает 1 млн т. Первое место среди продуцентов занимает Австралия (500 тыс. т), далее следуют ЮАР (260 тыс. т), США (125 тыс. т). Мировое потребление гафния оценивается в 100—150 т/год.

Кларк циркония — $17 \cdot 10^{-2} \%$, он накапливается в щелочных породах. Известно 49 минералов циркония, практическое значение имеют только циркон $Zr[SiO_4]$ (65 % ZrO_2) и бадделейт ZrO_2 (95—98 %). Циркон дает 95 % мировых запасов и производства, бадделейт — 5 %. Гафний постоянно следует за цирконием, концентрируясь в цирконе, бадделейте и других минералах. Кларк гафния — $3 \cdot 10^{-4} \%$. Единственный гафниевый минерал — гафнон — содержит 69—75 % HfO_2 и 1,2—3,3 % ZrO_2 .

Циркон и бадделейт в эндогенных условиях образуют промышленные скопления только в некоторых разновидностях щелочных гранитов, нефелиновых сиенитов и карбонатитов. Из эндогенных месторождений цирконовые концентраты получают попутно при переработке колумбитовых или пироклоровых руд щелочных гранитов и полевошпатовых метасоматитов, содержащих 1—2 % ZrO_2 . Циркон этих месторождений обогащен гафнием ($Zr:Hf = 15$). Циркон извлекается также попутно при разработке пироклорсодержащих альбититов, связанных с нефелиновыми сиенитами. Оба минерала накапливаются в корах выветривания и россыпях различного типа. В связи с этим выделяется два геолого-промышленных типа: а) прибрежно-морские современные и мезозойско-кайно-

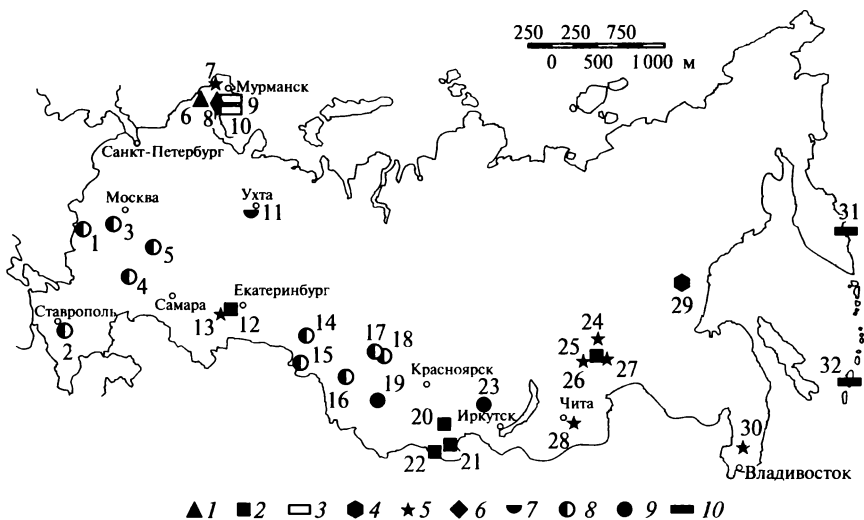


Рис. 6.50. Размещение основных месторождений циркония в России (по Л. З. Быховскому и др., 2006):

типы месторождений: 1—4 — коренные месторождения циркония (1 — бадделит-апатит-магнетитовые, 2 — циркон-пирохлор-колумбитовые, 3 — эвдиалитовые, 4 — гельциркон-бадделейитовые в коре выветривания); 5—7 — коренные месторождения титана (5 — ильменит-титаномагнетитовые, 6 — лопаритовые, 7 — лейкоксенные); 8—10 — россыпные месторождения (8 — комплексные титана и циркония (ильменита, рутила, циркона), 9 — титана (ильменита), 10 — титаномагнетита). *Месторождения:* 1 — Унечское; 2 — Бешпагирское; 3 — Россыпи Центрального Европейского района; 4 — Центральное; 5 — Лукояновское; 6 — Ковдорское; 7 — Гремяха-Вырмес; 8 — Ловозерское; 9 — Аллуйав; 10 — Сахарйок; 11 — Ярегское; 12 — Вишневогорское; 13 — Медведевское; 14 — Тарское; 15 — Борисово-Павлодарское; 16 — Ордынское; 17 — Георгиевское; 18 — Туганское; 19 — Николаевское; 20 — Зашихинское; 21 — Улуг-Танзекское; 22 — Ары; 23 — Тулунское; 24 — Куранахское; 25 — Катугинское; 26 — Чинейское; 27 — Б.Сейим; 28 — Кручининское; 29 — Алгаминское; 30 — Ариадненское; 31 — россыпи Камчатки (Хапактырское и др.); 32 — россыпи Курильских островов (Ручарское и др.)

зойские комплексные россыпи с цирконом, рутилом, ильменитом, монацитом; месторождения этого типа обеспечивают 95 % мировых запасов; б) ультраосновные щелочные породы и карбонатиты с бадделейитом и минералами железа, меди, фосфора, редких элементов — Ta, Nb, TR. В частности, в России бадделейит извлекается попутно из апатит-магнетитовых руд Ковдорского карбонатитового месторождения. Основные российские месторождения циркония показаны на рис. 6.50. В качестве перспективных типов рассматриваются метасоматически измененные щелочные гранитоиды с цирконом, пирохлором, колумбитом, гагаринитом, а также нефелиновые сиениты с цирконом.

6.3.6. Ниобий и тантал

Ниобий открыт в 1801 г. Ч. Гатчетом, тантал — в 1802 г. А. Экбергом. Эти металлы близки по своим свойствам и всегда в природе встречаются совместно. Оба элемента весьма тугоплавки; они пластичны, ковки, устойчивы к воздействию кислот, сохраняют прочность при высоких температурах.

Около 70 % производимого в мире тантала используется в танталовых электролитических конденсаторах, 10—15 % — в суперсплавах для авиа-, ракетной и космической техники, 10—12 % — в химическом, нефтехимическом машиностроении, около 10 % — в медицине и других отраслях.

Ниобий широко используется в виде феррониобия для получения нержавеющей сталей. Применяется в жаропрочных сплавах, предназначенных для ракет, сверхзвуковой авиации и ядерных реакторов.

Производство тантала в концентратах превышает 1 600 т; наибольшее количество производится в Австралии — почти половина всей продукции. При этом 75 % Австралийского тантала добывается на месторождении Гринбушес.

Мировое производство ниобия в концентратах 42 тыс. т, основные производители: Бразилия (88 %), Канада (8,2 %). Ежегодно



Рис. 6.51. Схема размещения основных месторождений тантала в России (по В. В. Рябцеву и др., 2006):

1—3 — месторождения (1 — ниобий-танталовые, 2 — танталовые, 3 — разрабатываемые); 4 — предприятия по переработке руд

потребление Nb возрастает на 5 %. В мировом производстве ежегодно используется 26 тыс. т Nb, Россия потребляет менее 1 тыс. т.

Мировые подтвержденные запасы тантала составляют 86,6 тыс. т. Основные держатели запасов — Австралия (свыше 46 %), Бразилия (12,3), Китай (7,2), Таиланд (7). По величине запасов тантала Россия занимает первое место в мире (рис. 6.51).

Мировые подтвержденные запасы ниобия 4,7 млн т; в Бразилии находится 92 %, Канаде — 2,4, Габоне — 1,7, Нигерии — 1,3 %. Минерально-сырьевая база ниобия в России сопоставима с бразильской (рис. 6.52).

Кларк ниобия — $2 \cdot 10^{-3}$ %, тантала — $2,5 \cdot 10^{-4}$ %. Наибольшие их содержания отмечаются в щелочных породах (0,0122 % Nb и 0,0011 % Ta).

Известно 47 минералов тантала и 108 ниобия, относящихся за немногими исключениями к сложным оксидам. Тантал и ниобий во всех минералах присутствуют совместно, изоморфно замещая друг друга. Главные минералы ниобиевых и танталовых руд: колумбит $(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$, танталит $(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_6$, пирохлор $(\text{Na}, \text{Ca})_2(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6(\text{O}, \text{OH}, \text{F})$, микролит $(\text{Na}, \text{Ca})_2(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_6(\text{O}, \text{OH}, \text{F})$, лопарит $(\text{REE}, \text{Na}, \text{Ca})_2(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$, воджинит $(\text{Mn}, \text{Fe})(\text{Sn}, \text{Ti}, \text{Ta}, \text{Fe})(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_8$, фергюсонит $(\text{Y}, \text{REE})(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})\text{O}_4$.

В промышленном отношении выделяют ниобиевые месторождения ($\text{Nb}/\text{Ta} > 20$ %), ниобий-танталовые (Nb/Ta от 5 до 20) и танталовые ($\text{Nb}/\text{Ta} \approx 5$ %). По запасам месторождения ниобия: ме-

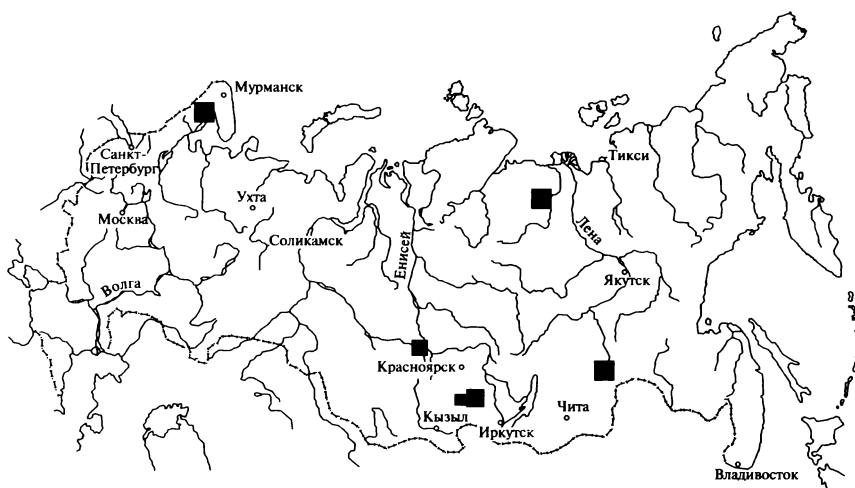


Рис. 6.52. Схема размещения основных месторождений ниобия в России (по А. В. Елютину, Л. Б. Чистову, Е. М. Эпштейну, 1999)

нее 100 тыс. т Nb_2O_5 — мелкие, 100—1 000 тыс. т — средние, 1 000—10 000 тыс. т — крупные и более 10 000 тыс. т — уникальные. Для тантала месторождения с запасами менее 4 тыс. т Ta_2O_5 — мелкие, 4—30 тыс. т — средние, 30—100 тыс. т — крупные и более 100 тыс. т — уникальные.

Эндогенные месторождения ниобия при содержании 0,1—0,3 % считаются бедными, 0,3—0,6 % — рядовыми, свыше 0,6 % — богатыми. Соответственно экзогенные месторождения ниобия: до 0,1 % — бедные, 0,1—0,3 % — рядовые, свыше 0,3 % — богатые.

По богатству руд месторождения тантала группируются: эндогенные до 0,012 % — бедные, 0,012—0,018 — рядовые, свыше 0,018 % — богатые; экзогенные до 0,004 % — бедные, 0,004—0,008 — рядовые, более 0,008 % — богатые.

Геолого-промышленные типы месторождений тантала и ниобия могут быть представлены следующими группами:

месторождения тантала: редкометалльные пегматиты; танталосодержащие редкометалльные граниты;

тантало-ниобиевые месторождения: колумбитоносные граниты; редкометалльные щелочные граниты; лопаритоносные агпайтовые нефелиновые сиениты;

месторождения ниобия: карбонатитовые; коры выветривания по карбонатитам.

Редкометалльные гранитные пегматиты играют ведущую роль в добыче тантала. Среди них выделяют альбит-сподуменовые месторождения Западной Австралии и в частности месторождение *Гринбушес*. Главное пегматитовое тело протяженностью на 3 300 м при мощности до 230 м прослежено до глубины 700 м. Содержание Ta_2O_5 низкое — 0,036 %. Запасы месторождения Ta_2O_5 34 000 т. Попутно извлекаются олово, литий. Выветрелые с поверхности руды добываются открытым способом как россыпи. К этому типу относится месторождение Берник-Лейк — наиболее богатое месторождение, содержание Ta_2O_5 — 0,11 %. Месторождение Бикита (Зимбабве) обладает запасами 700 т; разрабатываются рыхлые коры выветривания по пегматитам.

Завитинское месторождение (Забайкалье) состоит из нескольких свит линзовидных пегматитов сподумен-кварц-альбитового состава, зональные. Основной компонент — литий; тантал, бериллий, олово — попутные компоненты. Содержание тантала 0,0139 %.

Вишняковское месторождение (Иркутская область) считается одним из лучших в России. Месторождение приурочено к палеорифтовой структуре. Пегматитовые тела залегают среди амфиболитов, андалузитовых сланцев. Выделено три серии пологопадающих жильных зон. Протяженность тел 300—2 500 м (средняя 1 500 м). На глубину прослежены на 700—1 600 м (в среднем на 1 100 м). Мощность тел 1,9—32,7 (средняя 14,5 м). Руды собственно

танталового типа, в их составе танталит, воджинит, микролит, сподумен, петалит, эвкрипит, лепидолит. В висячем боку преобладают тантал и ниобий, с глубиной увеличивается содержание лития.

Редкометалльные танталоносные граниты связаны с субщелочной лейкогранитовой формацией. Купольные части массивов Li-F субщелочных гранитов содержат вкрапленную минерализацию Sn-Be-W-Li состава, образующую пологие без четких границ залежи. Примером этого типа являются месторождения Орловское и Этыкинское в Забайкалье. В Приморье этот тип представляет комплексное Вознесенское месторождение.

Колумбитоносные граниты месторождения *плато Джос* в Северной Нигерии приурочены к мезозойской, доверхнемеловым щелочным гранитам, сформированным в области активизации докембрийской платформы. Граниты в качестве аксессуаров содержат колумбит, касситерит, циркон, монацит, ксенотим и др. Кроме того, повышенные концентрации аксессуаров содержатся в штокверковых зонах грейзенизации с флюоритом и топазом.

Длительное развитие коры выветривания привело к дезинтеграции гранитов. Мощность коры до 30 м. Эти образования можно отрабатывать как россыпи. Кроме того, на склонах плато развиты аллювиальные россыпи касситерита и колумбита. Примерно 65 % колумбита добывают из выветрелых гранитов, 35 % — из россыпей. Запасы Ta_2O_5 в регионе составляют 5 500 т.

Месторождение Питинга (Бразилия) представлено аллювиальными россыпями колумбита, касситерита, циркона. Россыпи возникают за счет разрушения щелочных кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов.

Редкометалльные щелочные граниты иногда близки к нигерийским. Примером подобного типа может служить *Улуг-Танзекское месторождение* (Тува), приуроченное к малым интрузиям субщелочных биотитовых гранитов, локализованных в зоне мезозойской рифтогенной активизации. Рудоносный шток гранитов размером $1,8 \times (0,1 - 0,8)$ км², расположенный среди метаморфических пород нижнего протерозоя, до глубины 700 м почти полностью представляет собой рудное тело. Вкрапленность тантало-ниобатов, циркона, редкоземельных минералов, минералов урана. Внутреннее строение рудного тела характеризуется чередованием рибекитовых метасоматитов с пироксеном и полислюдистых метасоматитов с колумбитом (рис. 6.53). Эти типы руд образуют мощные (до десятков и сотен метров) протяженные (до нескольких сот метров) линзовидно-пластообразные залежи, связанные друг с другом постепенными переходами. Пироксен содержится преимущественно в краевых частях, колумбит — во внутренних. Возможно извлечение Ta, Nb, а также TR, Zr, Hf, U, Li, Rb.

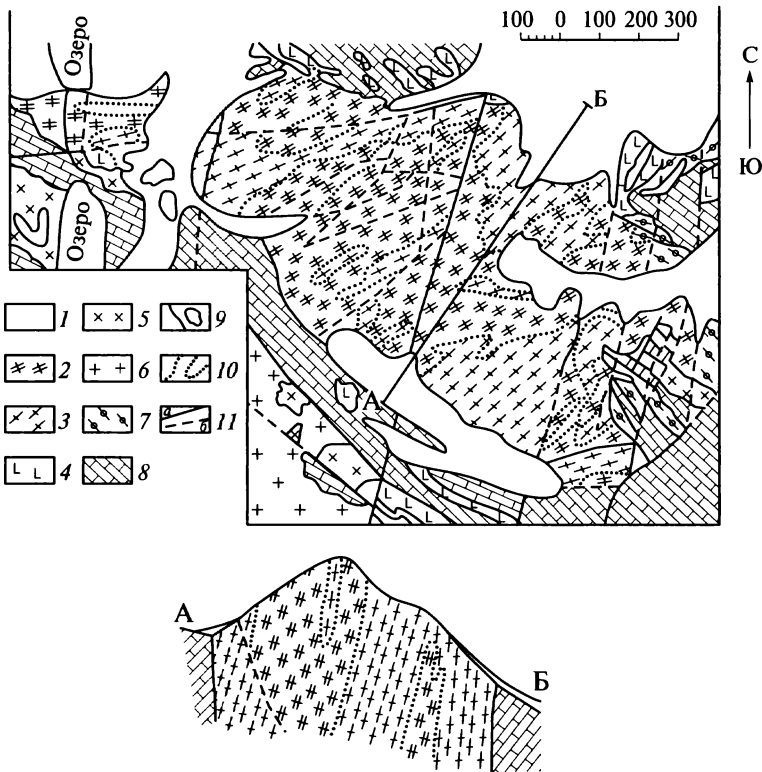


Рис. 6.53. Схематическая геологическая карта и разрез Улуг-Танзекского месторождения (составлены с использованием данных разведочных работ) (по В. В. Рябцеву и др., 2006):

1 — четвертичные отложения; 2, 3 — рудоносные кварц-альбит-микроклиновые породы (2 — полислиудистые, 3 — рибекитовые); 4 — субщелочные граниты, кварцевые сиениты мезозоя — верхнего палеозоя; 5 — нижнепалеозойские диориты, кварцевые диориты; 6 — среднепротерозойские биотитовые граниты, лейкограниты; 7, 8 — раннепротерозойские метаморфические образования (7 — биотитовые, биотит-амфиболитовые сланцы и гнейсы, 8 — мраморы, мраморизованные известняки); 9, 10 — границы (9 — геологические, 10 — петрографические с постепенными переходами); 11 — разрывные нарушения прослеженные (а), предполагаемые (б); А—Б — линия разреза

Лопаритоносные нефелиновые сиениты — единственным в мире крупным представителем такого типа является *Ловозерское месторождение* (Мурманская обл.). В течение десятков лет руды месторождения служили основным источником добычи ниобиевого, танталового и циркониево-зонального, частично титанового минерального сырья в бывшем СССР и России. Месторождение является частью крупного трехфазного плутона агапитовых нефелиновых сиенитов, занимающего площадь

около 650 км². Главную роль в его строении играет стратифицированный комплекс нефелинсодержащих пород с лопаритом, занимающий периферическую часть плутона. Он сложен серией чередующихся слоев луавритов, фойяитов, ювитов, уртитов, малиньитов, выдержанных по простиранию, полого (5—15°) падающих к центру массива. Мощность отдельных слоев от одного до десятков метров.

Характерно ритмичное чередование трехчленных пачек (сверху вниз): луаврит-фойяит-уртит. Содержание увеличивается в нижних горизонтах пачек. По бортовому содержанию лопарита в 1 % выделено 12 продуктивных лопаритовых горизонтов. Их мощность 0,5—2,5 м, среднее содержание лопарита 2—3,5 %. В лопарите содержится (масс. %): Ta₂O₅ — 0,5—0,7; Nb₂J₅ — 8—9; TR₂O₃ — 30—35. Из руд извлекается также титан. Содержание Ta₂O₅ в руде 0,018—0,027 %, запасы исчисляются несколькими десятками тысяч тонн.

Карбонатитовые месторождения являются важнейшим источником получения редких элементов и в частности ниобия. В настоящее время в мире выявлено около 350 карбонатитовых массивов. Все массивы приурочены к периферическим частям древних платформ. Большинство щелочно-ультраосновных массивов имеют в плане округлую форму и в виде вертикальных колонн уходят на глубину более 10 км. Площадь массивов — первые десятки квадратных километров. По А. А. Фролову, возраст щелочно-ультраосновного магматизма варьирует от позднего докембрия до современного, причем по мере омоложения наращивается его интенсивность. Примерно 7 % всех массивов имеет позднедокембрийский возраст, 26 — палеозойский, 31 — мезозойский, 36 — кайнозойский.

Щелочно-ультраосновные массивы содержат в промышленных количествах флогопит и апатит, черные, цветные, радиоактивные и редкие металлы. Редкие элементы образуют в массивах четыре парагенетических типа месторождений: ультрабазиты с перовскитом; альбититы с гатчеттолитом; кальцит-apatит-магнетит-форстеритовые образования с гатчеттолитом и бадделейтом; апатит-кальцитовые карбонатиты с пироксеном, местами с гатчеттолитом.

Месторождение Томтор (Северо-Западная Якутия) — одно из крупнейших месторождений ниобия в карбонатитах. Массив расположен на краю Сибирской платформы между Анабарским щитом и Оленекским поднятием и представляет собой округлое в плане тело площадью 300 км² (рис. 6.54). От периферии к центру в массиве выделяются грубокольцевые зоны: 1) щелочные и нефелиновые сиениты горизонтальной мощностью от 2 до 10 км; 2) уртиты, ийолиты, мельтейгиты, якупирангиты 1—2 км; 3) ранние карбонатиты: калишпат-амфибол-карбонатные породы мощ-

ностью 0,5—2 км и мощные линзовидные тела кальцит-флогопит-магнетитовых пород (вне зональной структуры массива), доломит-кальцитовых и доломитовых карбонатитов; 4) поздние карбонатиты, занимающие центральную часть массива: калишпат-апатит-слюдистые, шамозит-кальцитовые, шамозит-анкеритовые, доломит-анкеритовые породы общей площадью 5 км² (всего вместе с ранними карбонатитами — 12 км²).

Ранние кальцитовые карбонатиты содержат всего 0,056 % Nb₂O₅ и 0,55 % TR₂O₃. Поздние кальцитовые карбонатиты — соответственно 0,18—0,49 % Nb₂O₅ (в среднем 0,27 %) за счет пирохлора и 0,7—1,8 % TR₂O₃ (в среднем 0,8 %). В еще более поздних анкеритовых карбонатитах содержание Nb₂O₅ падает до 0,19 %, а TR₂O₃ возрастает до 1,27 %.

Карбонатиты покрыты очень богатой корой выветривания мощностью от 100 до 400 м.

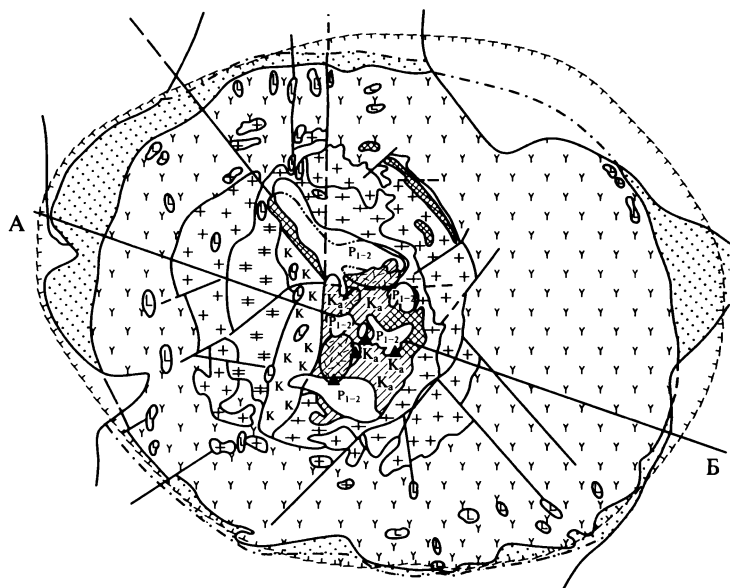
Коры выветривания карбонатитов выделяются в самостоятельный геолого-промышленный тип ниобиевых месторождений. Площадные и линейные коры выветривания на карбонатитах значительно богаче первичных руд. Содержание Nb₂O₅ составляет 1—4 %. На Томторском месторождении в мощной коре выветривания содержания достигают следующих величин (%): Nb₂O₅ — 7,7; (TR₄)₂O₃ — 0,93; (T_{ГСС})₂O₃ — 16,1; Sc₂O₃ — 0,062; V₂O₅ — 1,0; SrO — 3,9; BaO — 5,6; P₂O₅ — 12,7 (до 30 %). Коры выветривания часто сопровождаются промышленными россыпями.

Мировой известностью пользуются крупные и богатые месторождения Бразилии — Араша и Якупиранга.

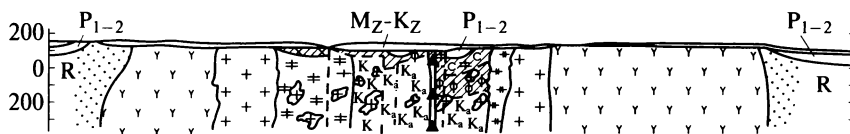
Месторождение Араша (Боррейру-ди-Араша) находится в штате Минас-Жерайс. Массив карбонатитов изометричной формы площадью 27 км² сложен пироксенитами, якупирангитами, нефелиновыми сиенитами, карбонатитами. Вмещающие породы — филлиты и кварциты раннего протерозоя. Карбонатиты, массивные и полосчатые, содержат магнетит, флогопит, апатит, пирохлор. Встречаются баритовые жилы. Выделяется два типа руд: апатитовые с магнетитом; магнетитовые с пирохлором, баритом, апатитом.

На месторождении развита кора выветривания мощностью 70—120 м. Она распространяется не только на карбонатитах, но и на вмещающих породах.

В породах коры выветривания содержатся апатит, магнетит, вермикулит, пирохлор. Содержание Nb₂O₅ в коренных рудах 0,п %, в коре достигает 4 %. Среднее содержание в коре — 2,48 %. В этих образованиях повышенные концентрации Th, U, Ta, TR. Общие запасы Nb₂O₅ составляют 11,5 млн т, подтвержденные — 4,3 млн т. Ежегодно на месторождении добывается 10 тыс. т пирохлорового концентрата с содержанием Nb₂O₅ — 50 %. Это составляет 65 % добычи ниобия в зарубежных странах.



А—Б



Месторождение Якупиранга находится в штате Сан-Паулу. Сланцы и гранодиориты докембрия вмещают массив ультраосновных щелочных пород центрального типа. Овальной формы массив (9,6 × 7,2 км) имеет зонально-кольцевое строение. В ядре перидотиты, якупирангиты, пироксениты окаймляются нефелиновыми сиенитами. В массиве в промышленных количествах содержатся апатит, пирохлор, бадделеит, титаномагнетит. На карбонатитах развита кора выветривания мощностью 1,5 м, обогащенная апатитом, пирохлором, бадделеитом, титаномагнетитом.

Месторождение Тапира — крупнейшее в мире месторождение пирохлорсодержащих руд, один из основных источников Nb, Th, TR и U в Бразилии. Массив центрального типа диаметром 5 км, расположенный среди докембрийских серицитовых сланцев, доломитов, кварцитов, итабиритов, сложен пироксенитами, якупирангитами, фонолитами. Карбонатиты расположены в центральной части массива. В депрессионной структуре на массиве развита кора выветривания мощностью до 100 м, представляющая наи-

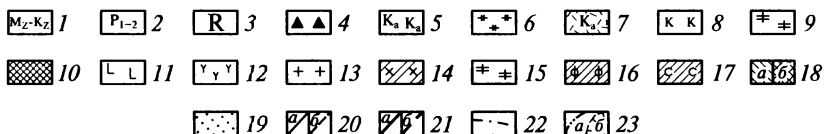


Рис. 6.54. Геологическая схема массива Томтор (по А. В. Лапину, 1999):

без чехла мезозойско-кайнозойских отложений: осадочный комплекс: 1 — кайнозойская и мезозойская группы (на разрезе); 2 — пермская система (нижний и верхний отделы нерасчлененные, песчаники, алевролиты, гравелиты, угли, конгломераты); 3 — рифей (алевролиты, сланцы, песчаники, гравелиты, туфы, туфобрекчии, доломиты); интрузивный и метасоматический комплекс: 4–7 — карбонатитовая серия, поздняя (4 — эксплозивные карбонатитовые брекчии, 5 — карбонатиты поликарбонатные (доломит-анкеритовые, доломит-сидеритовые, кальцит-анкеритовые и др.), 6 — калишпат-франколит-слюдистые породы, 7 — слюдисто-карбонатные (шамозит-кальцитовые) породы); 8–10 — карбонатитовая серия, ранняя (8 — карбонатиты доломит-кальцитовые и кальцитовые, 9 — калишпат-амфибол-карбонатные (с доломитом, кальцитом и анкеритом) породы, 10 — кальцит-флогопит-магнетитовые породы); 11 — альнеит-тингуатовая серия (пикриты, альнеиты, пикритовые порфириды, лампрофиры); 12 — щелочные и нефелиновые сиениты; 13 — ультрамафиты и фойолиты (пироксениты, якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты, уртиты); гипергенный комплекс (на разрезе): 14 — каолинит-гидрослюдистые коры выветривания; 15 — лимонитовые коры выветривания; 16 — лимонит-франколитовые коры выветривания; 17 — сидеритизация пород кор выветривания; 18 — площадь развития остаточных кор выветривания (а — железисто-фосфатных, б — осветленных, пирохлор-алюомо-фосфатных); 19 — зоны скарирования и мраморизации; 20 — геологические границы (а — установленные, б — предполагаемые); 21 — разрывные нарушения (а — достоверные, б — предполагаемые); 22 — границы массива по данным магниторазведки; 23 — границы массива (а — перекрытые осадочным чехлом, б — по данным магниторазведки)

большой практический интерес. В коре содержатся апатит, магнетит, вермикулит, пирохлор, анатаз, Nb-перовскит. Содержание Nb₂O₅ 4,3 %; Ta₂O₅ — 0,1 %. Запасы Nb₂O₅ составляют 192 тыс. т.

6.3.7. Рассеянные элементы

К рассеянным элементам относятся германий, рений, таллий, кадмий, индий, галлий, селен, теллур. Рассеянные элементы содержатся в рудах цветных металлов, за редким исключением они не образуют собственных месторождений и добываются в качестве попутных компонентов. Их собственные минералы редки, не образуют промышленных скоплений, поэтому при переработке руд не дают собственных концентратов. Для рассеянных элементов не существует понятия «руда», поскольку ни природные руды месторождений, содержащих те или иные рассеянные элементы, ни концентраты основных металлов не являются в строгом смысле для них рудой, так как непосредственное извлечение рассеян-

ных элементов из этих продуктов технологически невозможно и экономически нецелесообразно. Извлекают рассеянные элементы из продуктов передела и отходов основного производства. Такими продуктами и отходами, в которых оцениваются извлекаемые рассеянные элементы и которые специально собираются и обрабатываются, могут служить: тонкие пыли металлургического производства (для Ge и Cd), шламы контактного серно-кислотного и медеэлектролитного производства (для Se и Te), медно-кадмиевый кек (для Cd) и вельц-оксиды, получаемые при вельцевании цинковых кеков (для In).

Германий (Ge) предсказан Д. И. Менделеевым в 1871 г. и открыт К. Винклером в 1886 г. Он обладает уникальными свойствами полупроводника и используется в радиоэлектронике, инфракрасной оптике и др. Ежегодная потребность составляет около 100 т.

Кларк германия — $1,4 \cdot 10^{-4} \%$. В эндогенных месторождениях он накапливается в сульфидных рудах (рассеивается в сфалерите или халькопирите). Известно 20 минералов Ge (8 сульфидов и 12 кислородных соединений). Наибольшее значение имеют германит $\text{Cu}_2(\text{Cu}, \text{Ge}, \text{Fe})_2\text{S}_4$, реньерит $(\text{Cu}, \text{Fe})_2(\text{Fe}, \text{Ge})_2\text{S}_4$, а также аргиродит и канфильдит $\text{Ag}_8[\text{GeS}_6]$. Мировое производство базируется на попутном получении Ge из сульфидных руд, а также из собственных месторождений: осадочных германий-угольных и гидротермальных сульфидных. Последние представлены двумя всемирно известными богатыми германием медно-свинцово-цинковыми месторождениями Тсумб (Намибия) и Кипуши (Заир).

Месторождение Тсумб — крупнейшее в Африке уникальное медно-полиметаллическое месторождение с промышленными содержаниями Ag, Cd, Ge, Ga, разрабатывается с 1907 г. Содержания полезных компонентов в наиболее богатых рудах: медь — до 10 %, свинец — 28, цинк — 11,5, Cd — 0,4—0,8 %, Ag — 250 г/т. Разведанные запасы руды оценивались в 8 150 тыс. т с содержаниями (%): Cu — 2—6, Zn — 5,9—24,4, Pb — 3,3—15,7, Cd — 0,12, Ge — 0,013. Запасы германия составили тысячи тонн.

Месторождение залегает в докембрийских платформенных отложениях. Рудовмещающими являются тонкослоистые доломиты. Рудная залежь представлена крутопадающим трубообразным телом эллиптического сечения, прослеженным на глубину более 1 км. Примечательно, что залежь ориентирована параллельно напластованию вмещающих доломитов. В центральной части тела расположены кварц-полевошпатовые породы — «псевдоаплиты» с бедной вкрапленностью сульфидов. Следующая зона, окаймляющая сердцевину залежи в виде кольца, — массивные сульфидные руды, в которых помимо галенита, сфалерита, энаргита и других минералов присутствует германит, реньерит. Содержание германита и реньерита составляет 10—20 %, в отдельных участках — до 50—60 %. Среди германита встречаются мелкие выделе-

ния галлита. Внешняя зона представлена гидротермально измененными доломитами (рис. 6.55).

Геологическая позиция месторождения и его необычный облик позволили некоторым исследователям (Г. Шнейдерхен) склониться к предположению о первично осадочном происхождении месторождения, возникшего вследствие заполнения карстовой полости.

Рений (Re) — геохимический аналог молибдена, предсказан Д. Менделеевым в 1869 г., но открыт И. и В. Ноддаками только в 1925 г. Применяется в сверхжаропрочных сплавах, в каталитиче-

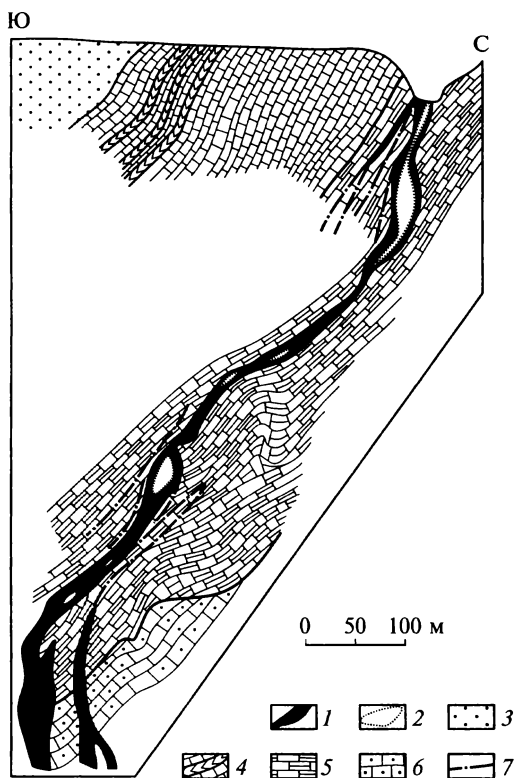


Рис. 6.55. Геологический разрез месторождения Тсумб (по А. Сенге):

1 — главное рудное тело; 2 — кварц-полевошпатовый агрегат, замещенный серицитом («псевдоаплит»); 3 — кварциты и аркозы серии мульд; 4–6 — верхнетсумбский ярус (4 — тонкослоистый светлый доломит с прослоями кремнистых оолитов, 5 — тонкослоистый темный доломит с прослоями известняков, глинистых сланцев и известково-кремнистых оолитов, 6 — толстослоистый светлый доломит с многочисленными прослоями кремней); 7 — тектонические нарушения

ских процессах. Мировое производство составляет первые десятки тонн.

Кларк рения — $7 \cdot 10^{-8} \%$, единственный собственный минерал — джезказганиит CuReS_4 . Рений концентрируется в молибдените и халькопирите в месторождениях медистых песчаников и сланцев, медно-молибденовых; ресурсы рения в медно-порфировых рудах оцениваются в 10—12 тыс. т. Извлекается из отходов производства, получаемых при переработке молибденовых, медно-молибденовых и медных концентратов.

Таллий (Tl) открыт в 1861 г. У. Круксом. Используют главным образом в производстве ядохимикатов, а также в электронике и оптике. Разведанные запасы таллия в цинковых и свинцовых рудах оценивают в 812 тыс. т. Потребление таллия ограничивается первыми тоннами. Высокая токсичность препятствует более широкому его применению. Кларк таллия — $1 \cdot 10^{-4}$. У таллия известно семь редких минералов, образующихся в приповерхностных условиях. Таллий собственных месторождений не образует и добывается в основном при переработке сульфидных свинцовых и цинковых руд, а также из пиритных продуктов мышьяковых руд.

Галлий (Ga) предсказан Д. И. Менделеевым в 1871 г. (эка-алюминий), а открыт П. Лекок де Буабодраном в 1875 г. Соединения Ga широко используют при производстве лазеров, радио- и телеаппаратуры, запоминающих устройств ЭВМ и др. Кларк галлия — $1,9 \cdot 10^{-3} \%$. Ему свойственны литофильные и халькофильные свойства, он входит в состав как алюмосиликатов (серицита, хлорита, турмалина), так и сфалерита, вюртцита, халькопирита. Ресурсы галлия в бокситовых месторождениях оцениваются в десятки тысяч тонн. Собственные минералы Ga — галлит, майгрюн, корневалит — известны только на двух месторождениях: Тсумей и Кипуши. Мировое производство галлия на 90 % основано на попутном извлечении его при получении алюминия из бокситов и на 10 % — из отходов цинкового производства. Потребление галлия превышает 50 т.

Кадмий (Gd) открыт Ф. Штроймером в 1817 г. в цинковой руде. Он используется для покрытия металлов с целью защиты от коррозии, изготовления сплавов, деталей для автомобилей, самолетов, в атомных реакторах и т.д. Достоверные запасы его более 1 млн т, производство превышает 20 тыс. т. Кларк кадмия — $1 \cdot 10^{-5} \%$. В эндогенных условиях накапливается в сфалерите, вюртците (иногда до 30 %), присутствует в других сульфидах. Собственные минералы кадмия редки и не имеют практического значения, чаще других встречается гринокит (CdS). Наиболее обогащены кадмием руды свинцово-цинковых, медно-цинковых колчеданных и других месторождений. Кадмий получают из отходов цинкового производства.

Индий (In) открыт в 1863 г. Ф. Рейхом и Т. Рихтером. В промышленности применяют с 1930-х гг. Используют в электронике,

электротехнике, в солнечных батареях, волоконной оптике и т. д. Мировые извлекаемые запасы оцениваются в 2 100 т. Производство индия превышает 50 т. Кларк индия — $1,4 \cdot 10^{-5} \%$. Известно 5 сульфидов индия, промышленного значения они не имеют. Основные концентраты индия — сфалерит и касситерит. Индий получают из отходов производства при переработке полиметаллических, медно-полиметаллических, олово-полиметаллических руд.

Селен (Se) и теллур (Te) геохимически сходны. Теллур открыт в 1789 г. М. Клапротом, селен — в 1817 г. И. Берцелиусом. Оба элемента стали широко использоваться после Второй мировой войны: селен — в полупроводниковой технике, измерительной аппаратуре, черной металлургии, теллур — в радиотехнике, для изготовления лазеров, инфракрасных приборов, в качестве легирующей добавки в черной и цветной металлургии. Известно 80 минералов селена и более 100 минералов теллура, однако промышленных руд они не образуют, и практически вся добыча осуществляется попутно. Запасы селена (1994 г.) составляют 130 тыс. т, годовое производство — 2 тыс. т. Запасы теллура, по разным оценкам, составляют 55 — 70 тыс. т, производство — 250 т в год. Наиболее значительные запасы селена и теллура заключены в магматических Cu-Ni, гидротермальных Cu-Mo, медно-колчеданных месторождениях; содержания их в рудах составляют 0,04 — 0,004 %. Наиболее богатые месторождения представлены кобальт-селенидо-теллуровой, уран-селенидовой, золото-теллуровой формациями.

6.4. Благородные металлы

К благородным металлам относят золото, серебро, платину и металлы ее группы: палладий, иридий, родий, осмий, рутений. Благородными они названы за то, что обладают уникальной способностью сохранять состав, привлекательный внешний вид в изделиях, не подвергаясь коррозии в нормальных условиях и даже под действием большинства химически активных веществ.

6.4.1. Золото

Золото — первый металл, который стал использовать человек. История освоения золота человеком насчитывает несколько тысячелетий: для Египта «возраст» золота оценивается в 14 тысячелетий, для Европы — 6 тысячелетий. Согласно М. М. Максимову, остатки древних разработок и предметы из золота встречались во многих местах на территории России — на Урале, Алтае, в Забайкалье, Амурской области. Золото Урала и Алтая уже за несколько веков до н. э. вывозилось караванными путями в Азию. Геродот в V в. до н. э. упоминает о Рифейских (Уральских) горах, как области,

богатой золотом. Однако на территории страны добыча золота была прекращена настолько давно, что о ней к началу XVIII в. никто не помнил. Поэтому вплоть до 1720-х гг. на Руси использовали привозное золото, в том числе и для чеканки монет. Первая в истории чеканка собственной монеты — златников и сребренников — была предпринята в конце X в. Владимиром I с надписями: «Владимир, а се его злато».

Начало целеустремленных поисков золота и серебра относится к концу XV в., но только при Петре I они увенчались успехом. В 1721 г. Европа узнала о «домашнем злате» России благодаря надписи на золотой медали, отчеканенной в честь Ништадского мира.

Однако долго еще — до начала XIX в. — золото в России получали лишь в небольших количествах в качестве попутного металла при обработке золотосодержащих серебряных руд Нерчинских рудников, а затем на Колывано-Вознесенских заводах.

Коренное золото было открыто крестьянином Ерофеем Марковым в Березовском районе на Урале в 1745 г. Устойчивая добыча началась с 1757 г.

Тем не менее чеканка золотых монет в России велась постоянно, хотя и не очень регулярно, поэтому в хозяйственном обращении они были мало распространены. С этим связан курьезный случай: награда М. В. Ломоносову в 1748 г. в сумме 2 000 руб. была выплачена медной монетой общей массой 3 200 кг.

В XIX в. основное количество золота стало добываться уже из россыпей. Россыпное золото было обнаружено в 1814 г. штейгером Л. Брусницыным в районе Березовских рудников, а с 1815 г. началась его добыча. С этого периода Россия становится одним из основных производителей золота в мире, а в 1845 г. она вышла на первое место в мире, получив 1 307 пудов, что составило 47 % мировой добычи. И затем в течение длительного времени Россия производила 12—13 % мирового запаса золота. Таким образом, добыча золота в России насчитывает свыше 250 лет, при этом за последние 100 лет добыто 11 540 т, а за предшествующие годы — всего 2 700 т.

По данным В. И. Смирнова, во всем мире до XV в. включительно было добыто 12 тыс. т золота; в XVI в. — 760 т, в XVII в. — 900 т; в XVIII в. — 1 900 т, в XIX в. — 11 600 т, в XX в. — 80 тыс. т. Таким образом, к концу XX в. было извлечено около 110 тыс. т.

По оценке Г. П. Воларовича, за всю историю в мире добыто 120 тыс. т золота, из которого правительственные резервы государств, запасы центральных банков составляют 50 тыс. т, тезаврировано 35 тыс. т, рассредоточено 20 тыс. т, использовано промышленностью 3 тыс. т, находится в работе у ювелиров 1 тыс. т, затрачено на предметы культа и регалии 1 тыс. т, утрачено около 10 % — 10 тыс. т.

Мировые разведанные запасы в 104 странах мира составляют 54 тыс. т, общие — более 95 тыс. т. Уникальное месторождение Витватерсранд (ЮАР), давшее 40 тыс. т золота, располагает подтвержденными запасами около 16 тыс. т. Россия по запасам занимает 3-е место вслед за ЮАР и Австралией, далее следуют США, Индия, Канада.

Основная добыча в мире осуществляется из коренных месторождений (около 60 %), россыпи дают 1—2 %, комплексные месторождения — около 40 %. Ежегодно в мире в более чем 90 странах добывается свыше 2 500 т золота. Основные производители — ЮАР, США, Австралия, Китай, Перу, Россия, Канада и др. Среднедушевое потребление в мире — 0,58 г, в развитых странах — 1,6 г. Ежегодное увеличение производства составляет 2,5 %.

Наиболее крупными потребителями золота являются Индия, Италия, США, Китай, Турция, Индонезия. Ювелирная отрасль промышленности потребляет от 81 до 86 %, электронная — около 5 %, на чеканку монет идет около 3 %, в стоматологию — 2 %. Наибольшее количество золота в технических целях расходуют Япония (свыше 100 т), США (свыше 90 т), Германия (около 30 т), Южная Корея (около 20 т), Швейцария (16—17 т), Франция (около 14 т), Великобритания (около 12 т).

В золотодобывающей промышленности мира постепенно происходит сокращение доли россыпного золота и увеличение роли коренного как за счет истощения россыпных месторождений, так и за счет вовлечения в промышленную отработку новых геолого-промышленных типов месторождений.

В России основные запасы золота сосредоточены в восточных регионах: на Северо-Востоке, в Якутии, в районах Восточной Сибири, Приамурья, Приморья (рис. 6.56). При этом запасы коренных месторождений составляют 52—54 %, комплексных — 28—29, россыпных — 17—20 %. Коренные месторождения располагаются в различных обстановках: в областях тектономагматической активизации и наложенных вулканоплутонических поясах (в них заключено 20 % запасов коренного золота); в терригенно-карбонатных толщах мезо- и миогеосинклинальных зон (64 % запасов); в вулканогенно-осадочных толщах эвгеосинклинальных зон (16 % запасов).

В крупных коренных золоторудных месторождениях: Сухой Лог, Майское, Олимпиадинское, Нежданинское, Куранахское, Наталкинское, Многовершинное заключено более 50 % российских запасов золота.

Среди комплексных месторождений выделяются медно-колчеданные золотосодержащие (63 % запасов золота в комплексных рудах), сульфидные медно-никелевые (24,6 % запасов), полиметаллические (4,6 % запасов), свинцово-цинковые (2,5 % запасов), скарновые медные (0,4 % запасов). В месторождениях других типов содержится 4,7 % запасов.

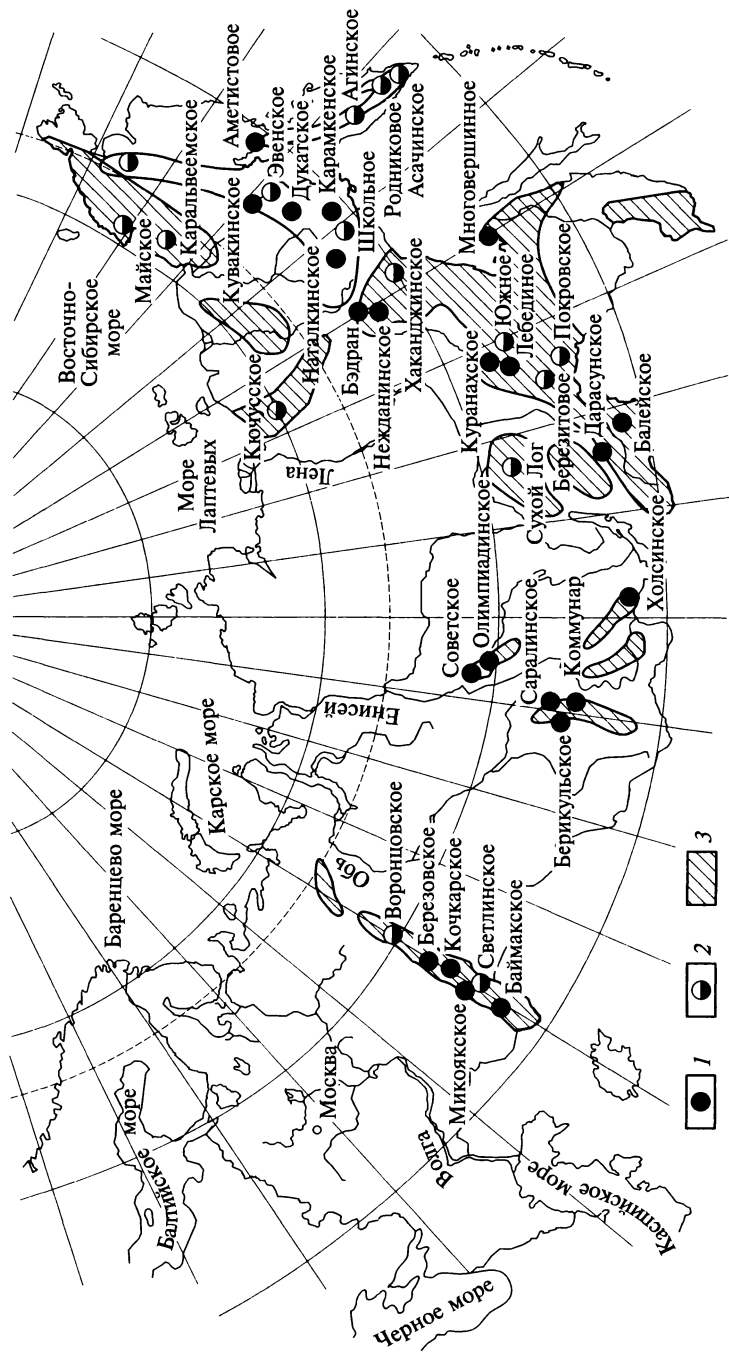


Рис. 6.56. Размещение основных месторождений золота в России (по В. Е. Бойцову и др., 1999):

1 — разрабатываемых; 2 — резервных; 3 — россыпных

Россыпные месторождения обычно небольшие по запасам — от нескольких килограммов до 40 т, содержание золота в них от 0,1 до 5 г/м³. В мелких объектах содержится более 60 % запасов россыпных месторождений. Основные провинции россыпного золота также находятся на востоке России (рис. 6.57).

По добыче золота Россия входит в число восьми стран, добывающих ежегодно более 100 т: ЮАР — 342, США — 261, Австралия — 258, Китай — 217, Перу — 173, Россия — 169, Канада — 128, Индонезия — 114,2 т.

За последние годы добыча золота и россыпей сократилась с 70 до 37—40 %, из комплексных месторождений — с 23 до 12 %; добыча коренного золота возросла с 16 до 45 %.

Кларк золота в земной коре — $4,5 \cdot 10^{-7} \%$. Содержания ($n \cdot 10^{-7} \%$) в морской воде — 0,4, в осадочных породах — 1,0, в кислых маг-

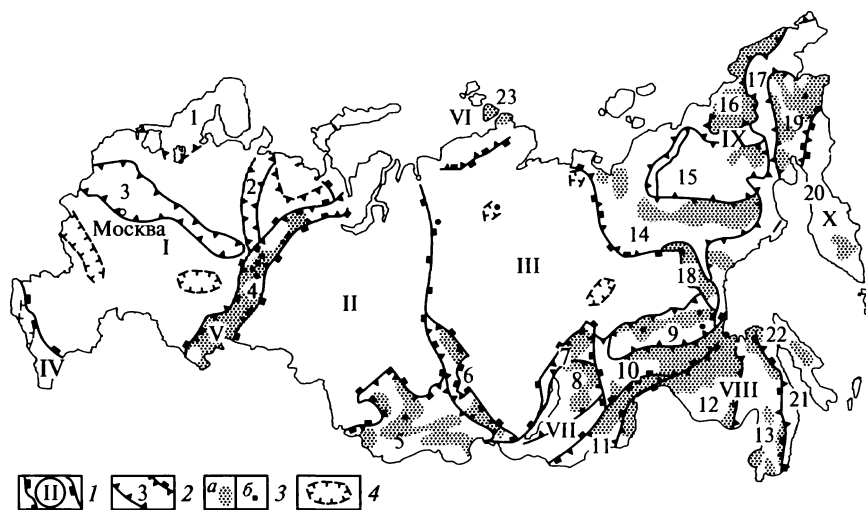


Рис. 6.57. Золотороссыпные провинции Российской Федерации (по А. И. Кривцову и др.):

1 — металлогенические мегапровинции; 2 — золотороссыпные провинции; 3 — россыпные районы (группы районов): а — Au, б — МПГ; 4 — ареалы проявления россыпной золотоносности; I—X — металлогенические мегапровинции (I — Восточно-Европейская, II — Западно-Сибирская, III — Восточно-Сибирская, IV — Средиземноморская, V — Уральская, VI — Арктическая, VII — Центрально-Азиатская, VIII — Монголо-Сихотэ-Алиньская, IX — Верхояно-Чукотская, X — Притихоокеанская); 1—23 — золотороссыпные провинции (1 — Карело-Кольская; 2 — Тиманская; 3 — Среднерусская; 4 — Уральская; 5 — Алтае-Саянская; 6 — Енисейско-Восточно-Саянская; 7 — Ленская; 8 — Баргузинская; 9 — Центрально-Алданская; 10 — Олекмо-Становая; 11 — Забайкальская; 12 — Амурская; 13 — Сихотэ-Алиньская; 14 — Верхояно-Колымская; 15 — Центрально-Колымская; 16 — Чукотская; 17 — Охотско-Чукотская; 18 — Аллах-Юньская; 19 — Корякская; 20 — Корякско-Камчатская; 21 — Приморская; 22 — Сахалинская; 23 — Таймыро-Североземельская)

матических — 2,0, в основных магматических породах — 2,0—10,0. Известно 20 золотосодержащих минералов, не играющих существенной роли в производстве. Среди них 11 интерметаллических соединений, таких как электрум AuAg, кюстелит Ag(Au), аурикуприд Au_2Cu_3 , аурустибит $AuSb_2$, родит Au(Rh, Ir, Pd); 9 теллуридов: калаверит $AuTe_2$, сильванит (Au, Ag) Te_4 и др.

Основное промышленное значение имеет самородное золото, в котором содержится до 40 элементов-примесей, поэтому попутно с золотом (при его очистке) извлекают Ag, U, Cu, W, Bi, Te, элементы платиновой группы (ЭПГ). При этом пробность золота (определяемая содержанием примесей) находится в сложной зависимости от геологических и физико-химических параметров рудообразования и имеет тенденцию к возрастанию от молодых месторождений к древним, от низкотемпературных — к высокотемпературным, от малоглубинных — к глубинным, от первичных — к переотложенным.

В месторождениях самородное золото встречается в весьма разнообразных формах, образуя зерна, нити, пленки, дендриты и др. По размеру выделений различают: дисперсные — до 10 мкм, мелкие — до 0,1 мм, средние — до 1 мм, крупные — до 5 мм, самородки — более 5 мм (или 10 г). Некоторые самородки достигают весьма внушительных размеров. Крупнейшие из известных — «Желанный Незнакомец» (69,6 кг), «Желанный Самородок» (68,2 кг), «Большой Треугольник» (36,2 кг). Встречаются крупные глыбы самородного золота в сростании с кварцем: «Балей» массой 1 т, содержащий золота 240 кг, «Плита Холтермана» массой 285 кг, содержащий золота 93,3 кг.

Требования промышленности к месторождениям золота определяются содержанием металла, запасами, качеством руд. Промышленными считаются коренные месторождения с минимальным содержанием золота в рудах от 1 до 5 г/т; россыпные — с минимальным содержанием 0,1 г/м³.

По масштабам коренные месторождения разделяют на весьма крупные (более 100 т), крупные (50—100 т), средние (10—50 т), мелкие (менее 10 т). Россыпные месторождения считаются весьма крупными с запасами более 50 т, крупными — 25—50 т, мелкими — менее 1 т.

Согласно В. И. Смирнову, в геологической истории Земли выделяются четыре главных эпохи образования золотых месторождений. Наиболее древняя архейская эпоха (3,5—2,5 млрд лет) ознаменовалась формированием крупных золоторудных месторождений зеленокаменных поясов (Канада, Южная Африка, Индия, Западная Австралия). С протерозойской эпохой (2,2—1,8 млрд лет) связано образование крупнейших стратиформных месторождений, в том числе уникальных золотоносных конгломератов Витватерсранда (ЮАР). В позднепалеозойскую эпоху (300—200 млн лет) воз-

ники многочисленные месторождения гидротермальной плутоногенной группы. В мезозойско-кайнозойскую эпоху наряду с плутоногенными широкое развитие получили гидротермальные вулканогенные месторождения.

Месторождения золота относятся к шести генетическим типам: 1 — скарновому; 2 — плутоногенному гидротермальному; 3 — вулканогенному гидротермальному; 4 — метаморфогенному; 5 — россыпному; 6 — стратиформному.

Промышленная значимость перечисленных типов различна. Ведущими геолого-промышленными типами являются:

докембрийские золотоносные конгломераты, заключающие 47 % подтвержденных запасов;

золотосодержащие медно-порфировые (14—15 %);

гидротермальные плутоногенные в докембрийских зеленокаменных поясах (9—10 %);

вулканогенные гидротермальные золотосеребряные (9 %);

россыпные (4—5 %);

стратиформные (карлинского типа) — 4 %.

Кроме перечисленных промышленное значение имеют зоны окисления и коры выветривания сульфидных месторождений. Наряду с геолого-промышленной классификацией важной характеристикой руд месторождений золота является принадлежность их к определенным рудным формациям. По М. Бородаевской, выделяется четыре такие формации.

1. Золотокварцевая формация. Руды отличаются незначительным количеством сульфидов (до 5 %). Золото присутствует в свободной форме. В рудных телах нередко отмечаются рудные столбы. Вмещающие породы относительно слабо изменены, развиты хлоритизация, окварцевание, карбонатизация, серицитизация, иногда турмалинизация. Подобные руды свойственны месторождениям древних щитов и миогеосинклиналей.

2. Золото-кварц-сульфидная формация. Содержание сульфидов в рудах от 5 до 20 %. Золото свободное и дисперсное. В этой формации выделяется несколько минеральных типов: а) пирит-арсенопиритовый; б) пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовый; в) пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовый с висмутом, буланжеритом, тетраэдритом и другими сульфидами и сульфосолями. Вмещающие породы обычно интенсивно изменены; проявлены березитизация, лиственитизация, альбитизация, турмалинизация. К этой формации относятся месторождения эвгеосинклиналей, зон тектономагматической активизации. Реже золото-кварц-сульфидная формация проявлена в месторождениях на шитах и в миогеосинклиналях.

3. Золотосульфидная формация. Главную роль в составе руд играют пирит, сфалерит, галенит, халькопирит. Жильные минералы представлены кварцем, баритом, карбонатами, количество их

достигает 10—15 %. Золото свободное и дисперсное. Золотосульфидная формация типична для месторождений эвгеосинклиналей и орогенных зон.

4. Золотосеребряная формация. Руды характеризуются высокой серебристостью золота и обилием серебряных минералов. Сульфиды, сульфосоли и другие минералы составляют 1—30 %. Во вмещающих породах развиты пропилитизация, алунитизация, адуляризация. Это месторождения вулканоплутонических поясов, зон тектономагматической активизации.

Скарновые месторождения в общем балансе запасов и добычи не играют существенной роли. Месторождения связаны с гранитоидными формациями геосинклиналей, прорывающими карбонатные и вулканогенно-осадочные породы. Они формируются на ранних и средних этапах геосинклинального цикла. Это обычно небольшие сульфидные месторождения, в которых золото присутствует в качестве попутного компонента. Руды этих месторождений относятся к золотосульфидной формации.

Ольховское месторождение находится в Западной Сибири. Район сложен карбонатными и песчано-туфогенными породами нижнего кембрия. Породы интенсивно дислоцированы, собраны в складки, нарушены сбросами. Широко развиты интрузивные образования ордовикского возраста — гранитоиды, дайки диабазов, диоритовых порфиритов, кварцевых порфиров, аплитов. У северного выступа гранитоидного массива развита зона гранат-пироксеновых скарнов. На скарны наложено сульфидное оруденение. Рудные тела образуют линзы, трубообразные залежи, жилы. Апофизы рудных тел проникают в граниты и приконтактные роговики в виде кварц-сульфидных жил, штокверковых зон. В истории формирования месторождения выделяются пять стадий: 1) скарновая; 2) пирротиновая; 3) кварц-пиритовая; 4) полиметаллическая; 5) карбонатная.

Золото ассоциирует с полиметаллическими рудами, сложенными халькопиритом, сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами. Присутствует самородный висмут, висмутовые минералы, теллуриды золота и серебра. Вмещающие породы березитизированы, хлоритизированы, серицитизированы. Отмечаются также признаки грейзенизации. Месторождение относится к среднеглубинным, среднетемпературным образованиям. Попутно с золотом извлекается медь. Форма золотинок неправильная, комковидная, размер их 0,05—3,0 мм. Преобладает дисперсное золото. Пробность 688—358.

Плутоногенные гидротермальные месторождения представлены довольно разнообразными типами. Эти месторождения связаны с несколькими интрузивными формациями. Рудоносными являются гранитоидные (гранодиоритовые) батолиты средней стадии геосинклинального развития, малые гипабиссальные интрузии поздней стадии, гипабиссальные интрузии активизации плат-

форм. Наибольшее промышленное значение имеют золотосодержащие медно-порфиновые месторождения, характеристика которых приводится в подразд. 6.2.4.

Собственно золотые месторождения являются наиболее простыми по минеральному составу и относятся к золото-кварцевой и золото-кварц-сульфидной формациям с постепенными переходами между ними. Руды имеют простой кварцевый состав с относительно небольшим количеством других минералов. Руды золото-кварцевой формации могут содержать калиевый полевой шпат, альбит, биотит, турмалин, кальцит, пирит, арсенопирит. Золото-кварц-сульфидные руды содержат пирит, анкерит, турмалин, кальцит, халькопирит, галенит и другие минералы. Месторождения обычно полистадийные: выделяются ранние, продуктивные и поздние стадии. Рудные тела имеют форму жил, штокверков, иногда наблюдаются весьма своеобразные структуры — лестничные жилы, седловидные и т.д. Изменения вмещающих пород выражаются в березитизации, лиственитизации и др.

Плутоногенные собственно золотые месторождения представлены многочисленными мелкими и средними объектами. Любопытно, что наиболее крупные, уникальные по запасам месторождения, в первую очередь с рудами золото-кварцевой формации, служившие долгое время эталонами данного типа, такие как Мурунтау (Узбекистан), Бендиго (Австралия), должны, вероятно, покинуть эту группу, поскольку вопросы генезиса их решаются по меньшей мере неоднозначно. Что касается Мурунтау, то имеются все основания для перевода его в группу метаморфогенных. Более определенна связь с плутоническими формациями месторождений с золото-кварц-сульфидными рудами, хотя и здесь иногда возникают проблемы с определением генезиса. Рассмотрим конкретные примеры плутоногенных гидротермальных месторождений.

Месторождение Бендиго находится в Австралии, в штате Виктория. В районе месторождения сланцы и песчаники с редкими прослоями карбонатных пород нижнего ордовика смяты в тесные складки, осложненные надвигами и поперечными сбросами. Породы прорваны массивами позднедевонских гранитов. Наиболее молодые интрузивные образования — третичные послерудные дайки мончикитов. Площадь месторождения составляет 25×5 км. Здесь насчитывается 13—15 субпараллельных антиклинальных рудоносных складок, расстояние между осями которых 400—200 м. Рудные тела представляют собой кластические седловидные кварцевые жилы, расположенные в шарнирах складок, иногда они сопровождаются апофизами. Тела образуют несколько ярусов, их насчитывается до 24, общий размах ярусов на глубину достигает 1400 м. Длина тел — несколько километров, ширина 7—15 м, максимальная мощность 10 м (рис. 6.58). По составу руд месторож-

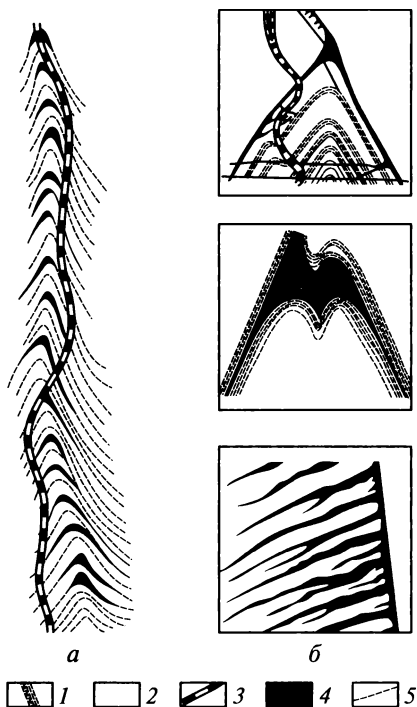


Рис. 6.58. Поперечные разрезы жильной системы (а) и отдельных жил (б) месторождения Бендиго (по Д. Томасу):

1 — сланцы; 2 — песчаники; 3 — дайки мончикитов; 4 — рудные тела; 5 — тектонические нарушения

дение относится к золотокварцевой формации. В рудах присутствуют альбит, анкерит, серицит, кальцит. Сульфиды составляют 1—2% — это арсенопирит, пирит, пирротин, галенит, сфалерит, антимонит. В кварце развито крупное золото, в сульфидах — тонкодисперсное. Содержание 5—25 г/т. Месторождение обрабатывалось подземным способом более 100 лет до середины 1950-х гг. Глубина отработки достигла 1 400 м. За время эксплуатации месторождения получено 600 т золота. Из россыпей, коренными источниками которых были рудные тела Бендиго, добыто еще несколько десятков тонн золота.

Структура месторождения обусловлена возникновением полостей отслаивания в шарнирах антиклинальных складок. Вероятно, что и заполнение этих полостей кварцевой рудной массой происходило в процессе складкообразования. Иными словами, не исключено, что рудные жилы по своей природе являются жилами альпийского типа. Подтверждением этому служит отсутствие гидротермальных изменений вмещающих пород. В этом случае источ-

ником золота служили сами вмещающие осадочные породы. Накопленные в осадочном процессе и рассеянные в них рудные компоненты, в первую очередь золото, были сконцентрированы в рудных телах в процессе динамотермального метаморфизма, сопровождавшего складкообразование.

Роль гранитоидов, если таковая и имела место при формировании этого месторождения, сводилась в основном к термальному воздействию на вмещающие породы. Если справедливы эти предположения, то месторождение Бендиго следует отнести к типу метаморфических. В связи с этим обращает на себя внимание определенная корреляция состава руд и вмещающих пород: руды золотокварцевой формации всегда локализованы в терригенных песчано-сланцевых толщах; изначально повышенное содержание во вмещающих породах пирита и других сульфидов, что обычно бывает свойственно вулканогенно-осадочным толщам, определяет золото-кварц-сульфидный состав руд локализованных в них месторождений.

Подобную модель образования месторождения предлагают М. Константинов и С. Стружков, отмечая, что по данным изучения газовой-жидких включений руды формировались при температуре около 300 °С и давлении 150 МПа из низкосолёных водных растворов, содержавших небольшое количество углекислоты и/или метана. По данным изотопии водорода, кислорода и серы сульфидов, гидротермальные растворы имели метаморфогенное происхождение. Предполагается, что растворы, возникшие в результате среднедевонского регионального метаморфизма, выщелачивали из вмещающих пород золото и кремнезем и формировали рудные тела в участках растяжения — замковых частях антиклинальных складок.

Березовское месторождение — первое, открытое в России коренное месторождение золота, оказалось уникальным по сосредоточенным в нем запасам. За период эксплуатации, продолжавшейся с некоторыми перерывами с 1743 по 1918 г., здесь было добыто 25 т 539 кг золота, средняя пробность которого составляет 850. Месторождение расположено в 12 км к северо-востоку от Екатеринбурга, в пределах Восточно-Уральского антиклинория. Район месторождения сложен девонскими зеленокаменными породами — песчаниками, сланцами, туффитами, содержащими тела серпентинитов, перидотитов, пироксенитов. Определяющим структурным элементом района является пологая синклиналь, осложненная сбросами и рассеченная многочисленными дайками плагиогранит-порфиров, лампрофиров, гранодиорит-порфиров, плагиогранит-порфиров. Мощность даек 2—40 м, длина их достигает 8 км, суммарная длина всех даек составляет 150 км. Дайки располагаются субпараллельно друг другу, образуя пояса, расстояние между которыми 80—100 м.

Рудные тела представляют собой кварцевые жилы лестничного типа («полосовые» жилы), расположенные нормально к простиранию даек и обычно не выходящие за их пределы. На месторождении насчитывается 70 тыс. таких жил, в среднем на каждые 3 м простирания дайки приходится одна жила. Мощность их от 5—10 см до 1 м. Значительно реже встречаются так называемые «красичные» жилы протяженностью 70—100 м, расположенные между поясами даек, также нормально к их простиранию (рис. 6.59). Жилы сложены крупнозернистым друзовым кварцем с пиритом; присутствуют также турмалин, анкерит, доломит, кальцит, шеелит, халькопирит, галенит, тетраэдрит, айкинит. Выделяются две разновозрастные ассоциации: 1) кварц-турмалин-шеелитовая слабо золотоносная; 2) золото-кварц-сульфидная — основная. Золото присутствует в кварце, тонкодисперсное в сульфидах. Содержание достигает 150 г/т.

Вмещающие жилы дайки гранитоидов превращены гидротермальным процессом в агрегат кварца, серицита, пирита, названный А. П. Карпинским «березитом». В березитах также содержится золото — до 2 г/т.

Рудовмещающие змеевики превращены в листвениты. Процесс рудообразования распадается на четыре стадии: 1) кварцевую;

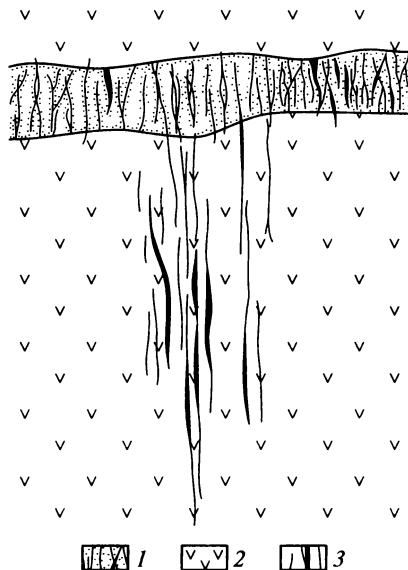


Рис. 6.59. Фрагмент Березовского месторождения (по М. Б. и Н. И. Бородаевским, 1947):

1 — березитизированная дайка гранит-порфира с лестничными жилами; 2 — зеленокаменные породы; 3 — «красичные» жилы

2) кварц-пиритовую; 3) тетраэдрит-галенит-айкинитовую; 4) карбонатную. Температурный интервал гидротермального процесса 420—60 °С.

Месторождение Дарасун (Восточное Забайкалье) находится в пределах золотомолибденового пояса, приуроченного к зоне мезозойской активизации палеозойской области. Район месторождения сложен габброидами и амфиболитами нижнего палеозоя, прованными гранодиоритами среднего палеозоя, гранитами и сиенитами верхнего палеозоя. Развита многочисленная дайки меланократовых пород. Рудогенерирующими являются мезозойские плагиогранит-порфиры. Руды относятся к золото-кварц-сульфидной формации.

Рудоносные кварцево-сульфидные жилы приурочены к штокам плагиогранит-порфиров и брекчиям взрыва. Они локализованы в перекрещивающейся системе сколов северо-восточного и северо-западного направлений. На месторождении выделяются семь последовательно сформированных ассоциаций (стадий): 1) кварцево-турмалиновая (кварц, турмалин, хлорит, пирит, мусковит, эпидот, рутил, вольфрамит); 2) кварц-пиритовая; 3) пирит-арсенопиритовая со сфалеритом; 4) галенит-сфалеритовая; 5) пирит-тетраэдрит-халькопиритовая (присутствуют теллуриды висмута, серебро, золото, медь, свинец, электриум); 6) кварц-сульфоантимонитовая; 7) карбонатная (кальцит, доломит, анкерит, халцедон, барит, гипс).

Перечисленные ассоциации зонально концентрируются вокруг штоков плагиогранит-порфиров и брекчий. Жилы образуют различные по минерализации группы. С глубиной рудная минерализация прекращается, жилы имеют кварцевый состав. Формирование жил происходило в интервале температур от 400 до 50 °С. Вмещающие породы березитизированы и лиственитизированы.

Месторождение Колар находится на плато Майсур в Индии. Оно приурочено к узкому (3—5 км) меридиональному трогу протяженностью 70—75 км, выполненному архейскими гнейсами и амфиболовыми породами (метавулканитами). Породы залегают моноклинально. На северном и южном замыканиях трога располагаются массивы архейских гранитов. Месторождение локализовано на участке длиной 25 км и шириной 1 км. Оно представляет собой серию золотоносных жил, отличительной особенностью которых является согласное с вмещающими породами залегание, при этом жилы повторяют все изгибы в простирании пород, образуя в местах резких перегибов раздувы. Жилы образуют протяженные пояса или зоны шириной 60—18 м. Таких зон на месторождении 26. Длина рудных залежей достигает 8 км (отдельные прослеживаются до 20 км), ширина 0,5—15 м. Главная залежь — Чемпион-Риф. Мощность отдельных рудных тел колеблется от 2 см до 1,2 м (редко достигает 3 м).

Месторождение начало разрабатываться за 1000 лет до н.э. За этот период извлечено 850 т золота. Подземная добыча производится с 1880 г., глубина отработки 3 500 м. Выделяются две разновидности жил: 1) золотокварцевые, сложенные катаклазированным кварцем с небольшим количеством сульфидов (<1 %) и высоким содержанием золота (до 10—15 г/т); 2) золото-кварц-сульфидные, содержащие 10—15 % сульфидов и 4—6 г/т золота. Минеральный состав этих жил весьма разнообразен, в них присутствует более 30 минералов: пирит, пирротин, арсенопирит, галенит, гессит, брейтгауптит, алтаит, самородный висмут, магнетит, ильменит и др. Температурный интервал формирования месторождения 380—130 °С. Пробность золота 900.

Рудные жилы, локализованные в амфиболитах, сопровождаются сложно построенными зонами окolorудных изменений: сначала наблюдается оторочка диопсида, затем следует полоса роговой обманки с эпидотом, затем широкий ореол кварц-биотитовых сланцев.

Запасы месторождения оцениваются в 3,8 млн т руды с содержанием золота 6—14 г/т.

Среди *вулканогенных гидротермальных месторождений* золота выделяется две практически равноценные по промышленной значимости группы: 1) месторождения в архейских офиолитовых поясах; 2) месторождения, связанные с поясами андезито-риолитового вулканизма позднегеосинклинального типа (Тихоокеанский пояс и внутренняя дуга Карпат).

Первая группа представлена золотоносными колчеданными месторождениями. Золото присутствует в рудах практически всех колчеданных месторождений и попутно извлекается из них. В некоторых случаях колчеданные руды более обычного обогащены золотом, которое выступает уже в качестве основного полезного компонента; подобные руды являются типичными представителями золотосульфидной формации.

Большой промышленный интерес представляют зоны окисления колчеданных месторождений, обогащенные вторичным золотом и серебром. Иногда они выделяются в качестве самостоятельного промышленного типа, и действительно этот тип играл важную роль в золотодобыче XVII и XIX вв., когда интенсивно разрабатывались железные шляпы колчеданных месторождений Урала, Алтая и других регионов. В настоящее время, поскольку все сколько-нибудь существенные зоны окисления колчеданных месторождений полностью отработаны, эти месторождения как промышленный тип имеют лишь историческое значение.

Золото в первичных рудах колчеданных месторождений обычно ассоциирует с серно-колчеданными и медно-колчеданными разновидностями, нередко обогащает корневые (штокверковые) зоны этих месторождений. Более подробная характеристика место-

рождений колчеданного семейства приведена в подразд. 6.2.4 и 6.2.5.

Вторая группа представлена объектами более разнообразного минерального состава. Здесь выделяются руды золото-кварц-халцедон-сульфидной, золото-серебро-кварц-адуляровой и других формаций. Рудные тела имеют форму штокверков, линейных жильных зон, отдельных жил; встречаются вкрапленные руды. Руды сложного состава обладают обычно полосчатыми, колломорфными текстурами. Распределение оруденения неравномерное, часто встречаются бонанцовые тела. вмещающие породы интенсивно изменены, характер изменений на различных месторождениях меняется от турмалинизации до алунитизации. В качестве примеров могут быть рассмотрены месторождения Балеи, Крипл-Крик, Карамкен.

Месторождение Балеи в Забайкалье относится к золото-кварц-халцедон-сульфидной формации. Приурочено к раннемеловому грабену. Месторождение представлено штокверком в гранитах, конгломератах, песчано-сланцевых породах. Жильное выполнение — кварц, халцедон, адуляр, каолинит. Сульфидная полиметаллическая минерализация.

Месторождение Крипл-Крик (США, штат Колорадо) расположено в эродированном очаге третичного вулканизма среди поля докембрийских гранитов. Кислые вулканы прорваны дайками сиенитов, базальтов. Площадь месторождения $6,5 \times 3,5$ км. Рудные тела трех типов: 1) жилы протяженностью до 1,5 км, мощностью около 0,6 м; они отработаны до глубины 900 м; 2) тела неправильной формы, приуроченные к участкам пересечения трещин разного направления; 3) трубообразные тела, приуроченные к эксплозивным брекчиям.

Образование месторождения происходило в три стадии. Первая выразилась в изменении вмещающих пород, развитии в них кварца, адуляра, флюорита, пирита. Во вторую стадию формировались жилы кварц-флюорит-пиритовые с доломитом, анкеритом, сфалеритом, галенитом, теллуридами и целестином. В третью стадию образованы кварц-халцедоновые жилы с марказитом и киноварью. Среднее содержание золота 10—12 г/т. За время эксплуатации получено 600 т золота.

Месторождение Карамкен находится в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса и принадлежит золото-серебро-кварц-адуляровой формации. Месторождение приурочено к позднемеловой вулканической депрессии. Крупная кальдера рассечена разломами на отдельные блоки. Развита радиальные и полукольцевые трещины. В краевой части кальдеры располагаются рудные жилы, выполненные в основном кварцем (60—70 %) и адуляром (5—40 %); присутствуют также карбонаты, гидрослюда, хлорит, каолинит. Рудная минерализация — полиметаллическая с бари-

том, блеклыми рудами, сульфосолями серебра, селенидами золота и серебра. Вмещающие породы пропилитизированы, околорудные изменения выражены в развитии кварц-адуляровой, кварц-гидрослюдистой, кварц-каолинитовой, кварц-алунитовой ассоциаций.

Среди **метаморфогенных месторождений** золота можно выделить две основные группы: 1) метаморфизованные золотоносные конгломераты; 2) метаморфизованные месторождения в углеродистых терригенных и карбонатно-терригенных толщах.

Обе группы характеризуются тем, что накопление золота относится к периоду формирования рудовмещающих толщ и связано с процессами осадкообразования, а в процессе метаморфизма происходит перегруппировка первичных концентраций и окончательное оформление месторождений. Благодаря этому метаморфогенные месторождения приобретают черты эпигенетических образований, что и является основной причиной неоднозначного толкования их генезиса различными исследователями.

1. Метаморфогенные золотоносные конгломераты. Вероятно, этот тип никогда не привлек бы к себе столь пристального внимания геологов, если бы не Витватерсранд — уникальное месторождение, сосредоточившее в своих недрах почти половину всего золота мира.

Месторождение Витватерсранд находится в ЮАР южнее г. Йоганнесбург. Оно занимает огромную площадь 350×200 км. Общая схема формирования месторождения выглядит следующим образом. Блок архейских пород претерпел в протерозое опускание, и в его пределах произошло накопление мощной толщи речных дельтовых отложений, которые в палеозое и кайнозое были перекрыты чехлом континентальных образований (рис. 6.60). Архейские гранитогнейсы основания прорваны породами основного состава и гранитами.

Рудовмещающая формация сложена конгломератами, кварцитами и сланцами — метаморфизованными породами, представлявшими собой первичные продукты дельтового выноса и накопившимися в виде крупных вложенных и наложенных вееров. Дельтовые породы разделяются пластами эффузивов. Формация подразделяется на четыре комплекса, один из которых содержит золотоносные конгломераты. Он сформировался в пределах самостоятельного дугообразного бассейна, его мощность составляет 14 тыс. м, в нем выделено 12 стратиграфических групп. Породы интенсивно дислоцированы складчатыми и разрывными нарушениями.

Рудные тела, представляющие собой пачки золотоносных конгломератов, носят название рифов, промышленные разновидности их называют банкетам. Наиболее продуктивным является верхний отдел комплекса мощностью 4000 м, где установлено 16 рифов: Блэк, Кимберли, Берд, Лидер, Мейн и др. Мощность ри-

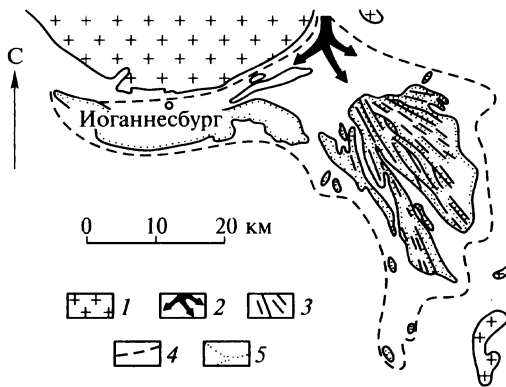


Рис. 6.60. Везерообразный бассейн Витватерсранда (по Д. Преториусу):
 1 — граниты основания; 2 — направление привноса рудного материала; 3 — струи, обогащенные золотом вдоль древних потоков; 4 — граница рифта Лидер; 5 — отработка в пределах рифта Лидер

фов 30—400 м, мощность пластов рудоносных конгломератов от нескольких сантиметров до 3 м. Протяженность достигает 70 км, по падению пласты прослеживаются на 8 км. Отдельные тела вскрыты горными выработками до глубины 3,6 км, скважинами руды прослежены на глубине 4,6 км (рис. 6.61).

Рудовмещающие конгломераты имеют олигомиктовый или мономиктовый состав. Они сложены окатанной галькой кварца, кварцита, сланцев диаметром 3—6 см. Галька часто раздроблена. В цементе — кварц, хлорит, биотит, серицит, эпидот, карбонаты, углистое вещество. Всего вместе с рудными присутствует почти 80 минералов. Сульфиды составляют 5—10% рудной массы. Преобладает пирит; кроме него — марказит, галенит, сфалерит, молибденит, пентландит, кобальтин и др. Обломочные минералы россыпной природы представлены хромитом, корундом, цирконом, шпинелью, гранатом, рутилом, алмазом, монацитом, касситеритом. Возраст кластогенной минерализации 3,1 млрд лет, эпигенетической — 2 млрд лет.

Из руд промышленно извлекают золото, серебро, платиноиды, уран, алмазы. Содержание золота 8—20 г/т, среднее — 10 г/т. Пробность 900—935. Различают первичное и вторичное золото. Первичное содержится в сульфидах (дисперсное) и в виде мелких выделений (размером до 100 мкм) в цементе. Вторичное образует тонкие секущие пленки, пересекающие цемент и гальку конгломератов.

Содержание платиноидов невысокое — 3—30 г/1 000 т (преобладают осмий и иридий), ежегодная добыча составляет 150—180 кг.

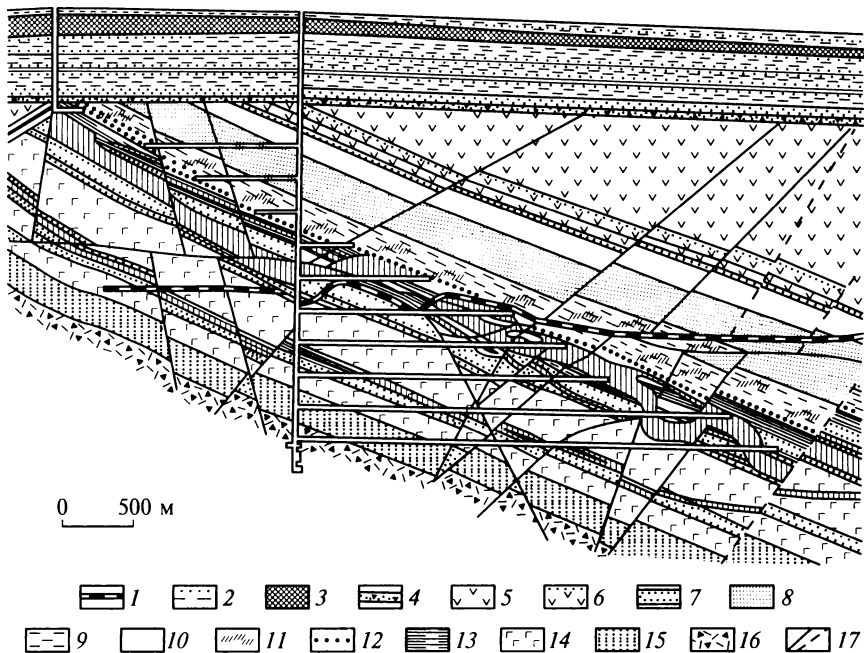


Рис. 6.61. Рудоносные конгломераты рудника Лесли-Голд, Витватерсранд (по К. Твидлу):

1—4 — палеозой (1 — дайки долеритов, 2 — угленосные отложения, 3 — долериты, 4 — породы основания); 5—16 — протерозой (*Вентерсдорпская система*: 5 — амигдалоидные лавы, 6 — порфириды и их туфы, 7 — диабазы (силлы лежащего бока); *Витватерсрандская система* — формация Кимберли — Эльсбург: 8 — сланцы, 9 — кварциты, 10 — зона прерывистых рифов, 11 — зона кварцитов, 12 — риф Кимберли, 13 — сланцы Кимберли, формация Мейн-Бёрд, 14 — амигдалоидные лавы, 15 — кварциты, 16 — голубые гравелиты); 17 — тектонические нарушения

Уран в рудах присутствует в виде уранинита, браннерита, тухолита, ураноторита и др. Среднее содержание U_3O_8 составляет 0,028 %, запасы урана уникальны — 450 тыс. т.

За период с 1884 по 1978 г. из руд месторождения извлечено 34 600 т золота, 1 500 т серебра, 1 500 т платиноидов. С 1952 по 1980 г. получено 100 тыс. т U_3O_8 .

Относительно генезиса золотого оруденения месторождения Витватерсранд дискуссии не прекращаются до сегодняшнего дня. Основной предмет разногласий — накапливалось ли золото в россыпях или оно привнесено гидротермальными растворами и отложено в конгломератах, как в благоприятной среде. Большинство исследователей склоняются к выводу о первично россыпной

природе золота. В качестве главнейших фактов, свидетельствующих в пользу этого, могут быть упомянуты следующие.

Золото отлагалось вместе с конгломератами и заметных перемещений в процессе метаморфизма не претерпело. Это подтверждается приуроченностью его к крупно- и среднегалечным разностям у подошвы слоев, а в струях — к центральным частям с более крупными гальками. Этому не противоречит тот факт, что большая часть золота отложилась из растворов и была переотложена. В процессе метаморфизма в связи, в частности, с переходами оксидов железа в сульфаты, сульфидов в пирит, взаимодействием их с карбонатами и другими реакциями обломочное золото растворялось, а затем вновь осаждалось.

Не только золото, но и некоторые сульфиды имеют кластогенную природу. П. Рамдор установил, что пирит в рудах частично кластический, окатанный, а частично развит по ильмениту, титаномагнетиту, содержит реликты рутила. Арсенопирит большей частью кластический. Интересным является и тот факт, что урановая смолка часто образует округлые зерна, что свидетельствует о ее переносе. Угlistое вещество отлагалось вокруг частиц уранинита и образовало с ним органические соединения. По абсолютному возрасту уранинит древнее вмещающих рифов.

2. Метаморфизованные месторождения в углеродистых терригенных и карбонатно-терригенных толщах. Этот тип представляет собой метаморфизованные стратиформные месторождения. Об этом свидетельствует приуроченность их к черносланцевым толщам, согласное положение рудных залежей. Метаморфизм выразился в перераспределении рудной минерализации, переотложении рудного вещества. Благодаря этому месторождения приобрели черты эпигенетических образований, в них развивались жильные и жильно-штокверковые формы рудоносных тел. Черносланцевые толщи, комплексы углеродистых терригенных и терригенно-карбонатных пород образуются в различных обстановках: они свойственны вулканогенно-осадочным сериям раннегеосинклинального типа, формациям миогеосинклинальных областей, молассовым комплексам и др. Обычно это тонкослоистые, иногда флюидного строения пачки, часто относительно небольшой мощности. Как правило, черносланцевые толщи представляют собой относительно обособленные комплексы в составе формаций, фиксирующие особые структурно-фациальные обстановки бассейнов седиментации. Нередко они выделяются в ранге самостоятельных формаций.

Благодаря разнообразию условий и обстановок образования этих толщ, они концентрируют в себе самые различные компоненты в самых различных сочетаниях. К черносланцевым толщам приурочены скопления (иногда месторождения) полиметаллов, золота, платины, урана, ванадия и др. Концентрации различных элементов обусловлены вероятнее всего повышенным содержанием орга-

нического вещества, тогда как источники их могут быть самыми разными.

Чаще всего металлы поступают в бассейн седиментации с вулканическими эксгаляциями, в других случаях источником рудных компонентов могут быть коры выветривания областей денудации и т.д. Для золота в качестве основного механизма концентрации рассматривается возможность осаждения его бактериями и водорослями из морской воды и захоронение в породах, обогащенных органическим углеродом. Об этом свидетельствуют, по данным ЦНИГРИ, находки золотых микрофоссилий — своеобразных окаменелостей, в которых микроорганизмы покрыты своего рода золотым футляром. Осажденное таким образом золото в последующие этапы литификации пород и метаморфизма может перераспределяться, образуя тонкую вкрапленность и входя в виде тонкодисперсных выделений в другие минералы, в первую очередь сульфиды.

На самом деле генезис месторождений, относимых к этой группе, дискусионен. Каждое из них имеет резко выраженные индивидуальные особенности. Однако если за основу типизации принять приуроченность этих объектов к черносланцевым комплексам, то все различия их обусловлены различными по характеру и степени проявления процессами преобразования, метаморфизма, которым они были подвержены. Далее приведена краткая характеристика условно объединенных в одну группу месторождений: Карлин, Мурунтау, Сухой Лог, Хоумстейк. Согласно Ж. В. Семиному, эти месторождения можно отнести к флюидно-метаморфогенному типу, поскольку в их формировании отчетливо проявлена деятельность флюидных систем, сопровождавшая процессы метаморфизма.

Месторождение Карлин находится в штате Невада, США. Рудовмещающей толщей является нижнесилурийская формация Робертс-Маунтинс, сложенная тонкослоистыми глинистыми и доломитизированными алевролитами, местами минерализованными, окварцованными. Эти породы перекрыты доломитистыми известняками с пластами доломитов девонской формации «Попович». Несогласный контакт двух формаций осложнен послынным надвигом. В районе месторождения развиты дайки кварцевых порфиров, в трех километрах севернее находится интрузив диоритов. Непосредственно под надвигом располагаются пластовые тела, представленные пологими, согласными залежами сульфидных вкрапленных руд (рис. 6.62). Их граница определяется по данным опробования. Тонкодисперсное золото (размер частиц 0,2—0,5 мкм, наиболее крупные достигают 5 мкм) рассеяно в глинистой массе, обогащенной органическим веществом. Встречаются пострудные кварцевые, кальцитовые и баритовые жилы. Оруденелые породы осветлены, в них отмечается окварцевание и серицитизация. Вблизи

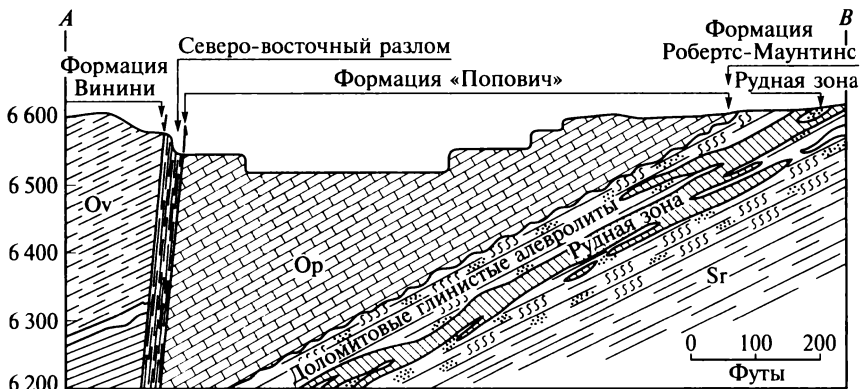


Рис. 6.62. Месторождение Карлин. Поперечные разрезы Главного рудного тела (по Хауссену, Керру, 1973) (цит. по: Ю. И. Бакулин и др., 2001)

рудных зон вмещающие породы — известняки — выщелочены; образуются тела джаспероидного типа, присутствуют выделения битумов. Наряду с золотом отмечается минерализация свинца, цинка, меди, встречаются реальгар, антимонит, киноварь, аурипигмент.

В районе месторождения в 1907 г. были обнаружены россыпи. Коренное золото открыто в 1962 г., с 1965 г. месторождение обрабатывается карьером. Запасы составляют 11 млн т руды со средним содержанием 10 г/т.

Месторождение Сухой Лог находится в пределах Байкало-Патомской горной области в Восточной Сибири. Это знаменитый Ленский (Бодайбинский) золотоносный район, приуроченный к Бодайбинскому синклинию, сложенному породами патомской серии позднего протерозоя.

Месторождение локализовано в осевой части сжатой и опрокинутой на юг антиклинальной складки третьего порядка (по отношению к Бодайбинскому синклинию). В ядре складки углестые, кварц-серицитовые сланцы и алевролиты, на крыльях —

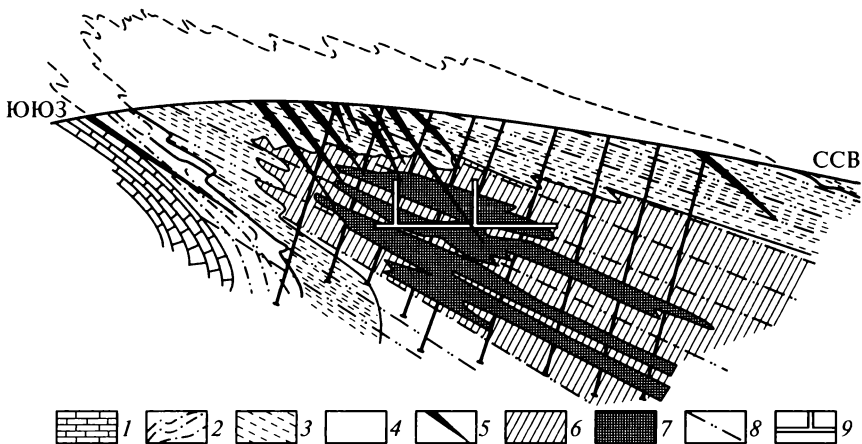


Рис. 6.63. Поперечный разрез зоны прожилково-вкрапленной золотосульфидной минерализации, сопровождающейся золотоносными кварцевыми жилами месторождения Сухой Лог (по В. А. Буряку):

1 — известковистые алевролиты и алевросланцы; 2 — алевросланцы и алевролиты, преимущественно грубозернистые; 3 — «углистые» филлитовидные алевролиты; 4 — углистые кварцево-серицитовые алевросланцы; 5 — кварцевые жилы; 6, 7 — ореол развития золото-сульфидной минерализации (6 — умеренной, 7 — повышенной); 8 — кливаж; 9 — подземные горные выработки

известняки, песчаники, известковистые сланцы. Породы метаморфизованы до зеленосланцевой фации.

По данным В. А. Лисия, Н. П. Попова, В. А. Буряка, оруденение локализовано в зоне позднескладчатого расщепления, вытянутой в близширотном направлении на 15 км. Мощность зоны 20—250 м. Главное рудное тело представлено пластообразной залежью прожилково-вкрапленных руд длиной в несколько километров, средней мощностью 70 м (от 15 до 140 м), прослеженной по падению на 1,5 км. Рудное тело осложнено раздувами и пережимами, распределение золота имеет столбообразный характер. Расположение рудных столбов контролируется поперечными разрывными нарушениями и изгибами пород рудовмещающей зоны. Рудные столбы имеют неправильную форму, вытянуты вдоль секущих разрывов.

Кроме главного рудного тела выявлена группа слабо золотоносных кварцевых жил более позднего возраста. Они локализованы преимущественно выше прожилково-вкрапленных руд (рис. 6.63).

Литологический контроль оруденения выражается в приуроченности прожилково-вкрапленных руд к горизонтам пород с повышенным содержанием углеродистого вещества и сульфидов осадочного и метаморфического происхождения.

Руды имеют простой химический и минеральный состав. Сульфиды составляют 1,3—2,5 %, на 90—95 % они представлены пиритом. Помимо этого присутствуют халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит, арсенопирит, пентландит. Среднее содержание золота 2,5 г/т, пробность 890—950 и выше. Средний размер золотинок 0,1—0,14 мм.

Рудоносные породы окварцованы, серицитизированы, карбонатизированы.

Месторождение Мурунтау (Узбекистан) находится в палеозойской складчатой зоне Тянь-Шаня. Район месторождения сложен флишоидной толщей тонкого переслаивания песчаников, алевролитов, сланцев верхнего протерозоя—нижнего палеозоя. Породы обогащены органическим углеродом. Рудовмещающая черносланцевая формация прорвана мелкими штоками гранодиоритов и многочисленными дайками плагиогранитов, сиенит-порфиров. Штоки гранитоидов сопровождаются биотит-амфиболовыми роговиками. Месторождение представляет собой рудный штокверк, образованный густой сетью круто- и пологопадающих трещин отслоения, отрыва и скола. Трещины выполнены кварцево-рудным материалом. По данным опробования, в пределах штокверка выделены обогащенные рудные зоны сложной формы (рис. 6.64).

По В. И. Смирнову, на месторождении широко развиты кварцевые жилы метаморфогенного происхождения, безрудные или слабо золотоносные. Часто они ориентированы согласно со слоистостью и сланцеватостью; присутствуют также крутопадающие жильные тела. В кварцевых жилах раннего метаморфизма содержатся шеелит, пирит, пирротин. На все ранние кварцевые обра-

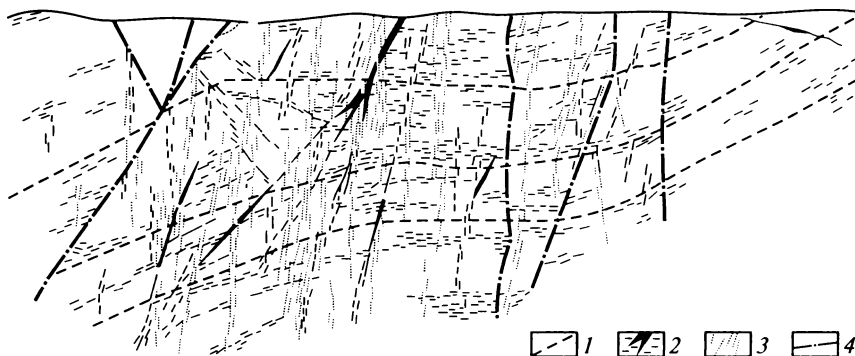


Рис. 6.64. Рудный штокверк Мурунтау (по С. Д. Шеру):

1 — границы пачек с различными соотношениями филлитовидных сланцев и алевролитов; 2 — кварцевые жилы и прожилки; 3 — кварц-сульфидные прожилки; 4 — тектонические нарушения

зования накладывается минерализация рудного процесса — ранняя кварц-пирит-арсенопиритовая ассоциация и поздняя сульфидно-полиметаллическая. Общее количество сульфидов составляет 0,5—1,5%. Золото откладывалось с обеими ассоциациями. Золото мелкое и дисперсное, пробность 737—953. Из примесей в золоте отмечаются Ag, Hg, Bi, Cu. Завершается гидротермальный процесс образованием кальцитовых прожилков. Установлено, что формирование раннего кварца происходило при температуре 360—320 °С, а поздних ассоциаций — 270—110 °С. Месторождение обладает очень крупными запасами. Годовая производительность достигала 14 т.

Месторождение Хоумстейк находится в штате Южная Дакота (США) и приурочено к темным углеродистым сланцам, залегающим среди мощных докембрийских толщ аргиллитов. Породы претерпели интенсивную складчатость, региональный метаморфизм. Изоклинальные складки, иногда очень сложной формы, являются результатом проявления двух этапов складчатости. Докембрийские породы вместе с перекрывающими их палеозойскими и мезозойскими осадочными образованиями интродуцированы палеогеновыми телами изверженных пород — монцонитами, риолитами. С ними связана метаморфическая зональность, выраженная в возрастании с юго-запада на северо-восток биотита — граната — ставролита. Рудоносная формация Хоумстейк подстилается серыми аргиллитами формации Пурмен (тонкополосчатые аспидные сланцы, кремнистые, черные графитистые сланцы) мощностью около 700 м. Выше залегают филлиты, кристаллические сланцы, кварциты формации Эллисон мощностью до 1 500 м.

Формация Хоумстейк представлена железистыми отложениями — сидероплезит-кварцевыми кристаллическими сланцами — и имеет мощность от 70 до 100 м. Нередко в породах присутствуют линзы кварца. Кристаллические сланцы образуют мощный купол размером 12 × 10 миль, в центре которого располагается шток риолитов с неровными границами. В связи с эффузивами палеогенового возраста породы деформированы. Месторождение локализовано в биотитовой и гранатовой зонах.

Рудные тела приурочены к осям складок и имеют трубообразную форму. Они представляют собой нацело хлоритизированные участки куммингтонитовых или сидероплезитовых сланцев с жилами кварца. Сульфиды — пирротин, пирит, арсенопирит — составляют 7—8%. Пробность золота — 820 (оно содержит 17% серебра и 1% меди), содержание — 9 г/т.

Рудное тело пересекается зоной риолитовых даек мощностью от 30 см до 7 м. Ширина зоны 100—120 м, протяженность около 2 миль (≈ 3,2 км). Дайки пересекаются кальцит-пиритовыми жилами с золотом, что послужило поводом некоторым исследователям отнести золотую минерализацию к палеогеновому возрастанию.

ту. Однако докембрийский возраст первоначального накопления золота подтверждается, во-первых, присутствием в кембрийских базальных конгломератах россыпного золота; во-вторых, тем фактом, что в других месторождениях, где отсутствуют молодые магматические породы, золото также приурочено к породам формации Хоумстейк.

Россыпные месторождения распространены практически во всех золоторудных районах мира, во многих из них они являются основными источниками золота. На территории России главными районами развития золотоносных россыпей являются Восточная Сибирь (Енисейский край, Ленский и Алданский районы), Северо-Восток, Забайкалье, Приамурье.

Среди россыпных месторождений известны элювиальные, делювиальные, аллювиальные и прибрежно-морские россыпи. Наибольшее значение имеют аллювиальные, в первую очередь долинные и террасовые, россыпи.

Источником золота являются коренные месторождения, разрушаемые в процессе выветривания. Золото отлагается в речных долинах, образуя лентообразные, линзо- и гнездообразные залежи.

Вблизи коренных источников отлагаются наиболее крупные зерна золота (более 0,5 мм). Тонкое золото переносится на расстояние до 15 км вниз по течению от коренного источника.

Минеральный состав россыпей и химический состав золота обусловлен составом подвергающихся разрушению комплексов. После образования россыпи в первую очередь погребенные могут претерпевать значительные преобразования, выражающиеся в перераспределении, перекристаллизации золота. При этом происходит укрупнение золотин, постепенное освобождение золота от примесей — повышение его пробности. Вследствие этого минерализация россыпей иногда приобретает черты наложенной, гидротермальной.

Среди россыпных месторождений своими гигантскими размерами выделяются докембрийские дельтовые россыпи Витватерсранда, охарактеризованные ранее. Это месторождение интенсивно метаморфизованное, обладает признаками наложенной золотой минерализации.

Прибрежно-морские россыпи золота промышленного значения встречаются редко. Обычно в прибрежную область выносятся мелкое и тонкое золото, не образующее крупных скоплений в речных долинах и рассеивающееся в дельтовых образованиях. Тем не менее такие объекты известны. Промышленное значение имеют, в частности, россыпи золота в шельфовых областях США, где ресурсы металла составляют примерно 1 500 т. На побережье Аляски располагается Сьюардский золотоносный район с масштабными концентрациями рассеянного золота. Коренные источники неизвестны, но вероятно связаны с проявлениями мезозойского маг-

матизма. Мощность золотоносных пластов от 0,3—1,0 до 4—5 м, ширина от 1—3 до 25—30 м, содержание золота от долей грамма до 100—200 г/м³.

6.4.2. Серебро

Серебро — «второй высокий металл», как называл его М. В. Ломоносов, известен с 1500 г. до н. э. Одним из древнейших источников серебра были реки Малой Азии, в аллювии которых за семь столетий до нашей эры находили крупные самородки электрума. По свидетельству В. И. Вернадского, происхождение электрума древние греки связывали с легендой о царе Мидасе.

За всю историю добычи серебра из земных недр извлечено 800—900 тыс. т этого металла. В последнее десятилетие добывалось 13,5—18 тыс. т в год, в некоторые годы до 25 тыс. т. Подтвержденные запасы серебра в 64 странах составляют более 558 тыс. т. Ведущие страны по запасам серебра (%): Польша (9,1), Таджикистан (7,9), Австралия (7,4), Боливия (7,2), Мексика (6,6), Перу (6,4), Казахстан (5,2), Китай (4,7), США (4,5) и др.

Большая часть серебра (около 45 %) используется для производства фотоматериалов, почти четверть — для изготовления контактов в приборах, остальное идет на украшения, сплавы, батарейки и т. д. Около 700 т серебра расходуется на чеканку монет. Потребность в серебре постоянно возрастает в связи с использованием его в развивающихся технологиях.

В России чеканка первых русских серебряных монет — «сребренников» — началась в X в. и продолжалась впоследствии из привозного металла. Первое «домашнее серебро» было получено только в 1704 г. на Нерчинских рудниках в Забайкалье, разрабатываемых с 1678 г. С 1730 г. серебро в значительных количествах начало поступать с Колыванских рудников на Алтае.

В настоящее время производство первичного металла осуществляется более чем в 60 странах мира и составляет около 19 тыс. т. Ведущие производители (%): Перу (около 16), Мексика (более 13), Австралия (более 11), Китай (более 10), СНГ (более 10), США (более 6). Производство вторичного серебра составляет 57 тыс. т; в основном в США (более 36 %), Японии (более 16), Германии (более 9).

Основное количество серебра (70 %) извлекается попутно из комплексных руд, 10—15 % — из золотосеребряных месторождений, 15—20 % — из собственно серебряных месторождений. Производство рафинированного серебра — 17,6 тыс. т в год, доля вторичного составляет 25 % (в основном это отработанные фотоматериалы). Обеспеченность запасами составляет 33 года.

Кларк серебра для кислых, средних и основных пород меняется незначительно — в пределах (5—7)10⁻⁶ %.

Серебро не образует промышленных концентраций в магматический этап (за исключением небольшого количества примесного серебра в Cu-Ni рудах). Оно накапливается в постмагматических растворах, вероятно в форме тиосульфатных и хлоридных комплексов, и образует гидротермальные месторождения.

В экзогенных условиях, в кислых сульфатных водах зон окисления сульфидных месторождений серебро в виде сульфата и тиосульфата переходит в раствор и отлагается в самородной форме и в форме галоидов. Незначительная часть серебра концентрируется в россыпях. Известно 60 минералов серебра — сульфиды, сульфосоли, теллуриды, селениды, галоиды, самородные. Важнейшее промышленное значение имеют следующие: самородное серебро Ag (80—100 %) часто содержит примеси (Au до 10 %, Cu до 6—7 %, Fe, Sb, Bi, Hg), некоторые самородки имеют массу до 20 т; аргентит Ag₂S (87,1 %); пираргирит Ag₃SbS₃ (69,8); прустит Ag₃AsS₃ (65,4); полибазит (Ag, Cu)₁₆Sb₂S₁₁ (62,1—84,9); стеганит Ag₅SbS₄ (68,8 %).

Содержание серебра в рудах месторождений цветных металлов колеблется в пределах 10—100 г/т, в золотосеребряных месторождениях — 200—1 000 г/т, в месторождениях собственно серебряных — 900—2 000 г/т и более. Нижний предел содержания серебра в промышленных рудах составляет от 45—50 до 200 г/т.

Среди собственно серебряных месторождений выделяются плутоногенные гидротермальные (серебряно-арсенидной и серебряно-свинцовой рудных формаций) и вулканогенные гидротермальные (серебряно-золотой и серебряно-оловянной рудных формаций). Среди серебросодержащих месторождений наибольшее значение имеют шесть геолого-промышленных типов:

колчеданно-полиметаллический в вулканогенно-осадочных и карбонатно-терригенных формациях фанерозоя — Брансуик (Канада), Ред-Дог (США), Хелмер (Австралия), Ханаока, Косака (Япония);

колчеданно-полиметаллический в метаморфических и вулканогенно-терригенно-карбонатных породах докембрия — Маунт-Айза, Хилтон, Брокен-Хилл (Австралия), Кидд-Крик, Салливан (Канада);

медно-порфировый — Чукикамата, Эль-Тениенте (Чили), Бингем (США), Торомоча (Перу), Серро-Колорадо (Панама);

золотоносные конгломераты — Витватерсранд (ЮАР);

скарновый — Серро-де Паско (Перу), Трепча (Сербия);

медистых песчаников и сланцев — Люблин, Глогув (Польша), Зангерхаузен, Ширенберг (Германия).

В России разведано 250 месторождений серебра, большая часть которых находится в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке. В собственно серебряных заключено 25 % запасов, в медных — 30, в полиметаллических и свинцово-цинковых — 23, в медно-нике-

левых — 10, в золоторудных — 4, в прочих — 8 %. Комплексные месторождения сосредоточены в трех основных районах: 1) Восточно-Сибирском (56 %) — медно-никелевые, свинцово-цинковые — Горевское, Озерное, медистые песчаники (Удокан); 2) Уральском (24 %) — медно-колчеданные — Гай, Узельга; 3) Дальневосточном (9 %) — полиметаллические — Николаевское, Смирновское и золоторудные.

Основной объем добычи приходится на долю комплексных медно-колчеданных месторождений Урала и медно-никелевых Норильского района.

Плутоногенные гидротермальные месторождения достаточно разнообразны по геотектонической позиции и связи с магматическими проявлениями. Месторождения серебряно-арсенидной формации связывают с докембрийскими диабазовыми силлами и позднегерцинскими гранитоидными интрузиями, локализованными на платформах, щитах, срединных массивах областей герцинской складчатости. Месторождения серебряно-свинцовой формации вероятно связаны с малыми интрузиями гранитоидов гипабиссальной фации в областях герцинской и мезозойско-кайнозойской складчатости, в зонах активизации.

Серебряно-арсенидная формация представлена достаточно разнообразными по составу руд месторождениями, большая часть из них относится к объектам комплексного типа. Серебро сопровождается кобальтом и никелем в месторождениях, связанных с основными породами, или ассоциирует с ураном, свинцом, висмутом в месторождениях, приуроченных к гранитоидным массивам. Вероятно все эти месторождения могут рассматриваться как представители пятиэлементной формации с различным соотношением основных компонентов. Эти соотношения меняются не только от месторождения к месторождению, но и в пределах каждого рудного поля, месторождения и даже рудного тела, обуславливая их зональность. Наиболее типичными представителями серебряно-арсенидной формации являются месторождения Кобальт в Канаде, Конгсберг в Норвегии и месторождения Западных Рудных гор — германские и чешские.

Месторождение Кобальт (Канада) находится в пределах докембрийской платформы, открыто в 1903 г. Вмещающими породами являются докембрийские осадочные и вулканогенные породы, интенсивно дислоцированные. Лавы основного и кислого состава с прослоями осадочных пород свиты «киватин» перекрываются конгломератами, граувакками, кварцитами свиты «кобальт». Между породами двух свит залегает силл диабазов мощностью около 300 м. В структуре его фиксируются прогибы и аркообразные купола, рассматривающиеся как свидетельства близповерхностных условий деформации. К одному из многочисленных разломов — сбросу Кобальт-Лейк — приурочены рудные тела месторождения,

локализованные как в самом разломе, так и в виде субпараллельной серии жил. Жильные тела имеют сложную морфологию, сопровождаются оперяющими трещинами, разветвлениями и т. д. Насчитывается более 100 рудных тел. Протяженность жил достигает 100—150 м, максимальная мощность до 0,5 м, на глубину они прослеживаются до 30—60 м, в исключительных случаях до 450 м. Наиболее благоприятные условия для концентрации оруденения наблюдаются в осадочных породах.

Минералогия руд весьма сложная. Жилы сложены кальцитом, доломитом, кварцем, арсенидами кобальта и никеля, содержат самородное серебро, аргентит.

Самородное серебро присутствует в разнообразных формах — от крупинок до крупных пластин длиной до 1 м и более. В боковых породах наблюдаются дендриты серебра. Масса наиболее крупного самородка серебра равна 656 кг.

В процессе рудообразования выделены три стадии. В первую были образованы кварц, кальцит, арсенопирит, кобальтин, скуттерудит, шмальтин, саффорит, небольшое количество висмутина и самородного серебра. Во вторую стадию отложились кальцит, доломит, никелин, раммельсбергит, хлоантит, герсдорфит, брейтгауптит. В третью стадию выделялись кальцит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, висмутин, дискразит, аргентит, обильные сульфосоли серебра и самородное серебро. Содержания серебра в рудах составляют 5—10 %, кобальта — 8 %, никеля — 14 %. Вмещающие породы доломитизированы, в них развиваются также ассоциации альбита и кварца с кальцитом, апатитом, баритом, небольшим количеством сульфидов.

Продукцией месторождения являются серебряные слитки, кобальтовый и серебряный концентраты. Помимо этого добывались никель и мышьяк.

Со времени открытия на месторождении получено более 20 тыс. т серебра. Месторождение Кобальт занимает четвертое место по количеству добытого серебра после Потоси (Боливия), Сакатекас, Гуанахуато (Мексика), однако перечисленные месторождения эксплуатировались в течение 400 лет, а кобальт только 27 лет.

Представителями собственно пятиэлементной серебряно-кобальто-никель-висмута-урановой формации являются многочисленные месторождения в различных рудных провинциях, характеризующихся удивительным сходством минеральных парагенезисов, зональности и других параметров. По Г. Шнейдерхену, они представлены простыми, резко ограниченными трещинными жилами. Очень редко отмечаются оруденелые жильные зоны и зоны вкрапленности, полностью отсутствуют месторождения замещения. Рудные тела не встречаются среди карбонатных пород и обычно тяготеют к изверженным породам основного со-

става, в том числе метаморфизованным образованиям. Все месторождения принадлежат плутоногенному типу, субвулканические объекты неизвестны. Руды характеризуются богатством минеральных видов, изменчивостью состава, месторождения подразделяются по ведущим металлам, имеющим практическое значение.

В качестве наиболее характерных представителей собственно серебряных месторождений этой формации целесообразно рассмотреть месторождения Норвегии и Западных Рудных гор.

Рудный район Конгсберг в Норвегии расположен в 80 км к западу от г. Осло, сложен архейскими гнейсами и кристаллическими сланцами, содержащими пластовые жилы диабазов, превращенные в амфиболиты. Широкие параллельные ленты амфиболитов, насыщенные сульфидной вкрапленностью, носят название фальбандов. Согласно крутопадающая свита этих пород пересекается под прямым углом также крутопадающими, маломощными (от нескольких миллиметров до 20—30 см), почти безрудными кальцитовыми жилами. Помимо кальцита в их составе присутствуют флюорит, кварц, иногда барит, калиевый полевой шпат. В местах пересечения жилами фальбандов они обогащаются самородным серебром, присутствующим в виде моховидных образований, тонких проволочных выделений, пластинок, а иногда и больших глыб. Некоторые глыбы достигали массы 500 кг. Иногда в серебре содержится ртуть (менее 0,5 %, редко более 2 %). Аргентит очень редкий минерал, хотя встречались глыбы до 100 кг. Кобальт-никелевые арсениды присутствуют в следовых количествах. Содержание серебра в добываемой руде составляло 300—400 г/т. Богатое содержание серебра в жилах вне пояса фальбандов сохраняется на протяжении 5, максимум 10 м.

Месторождение открыто в 1622 г. В разное время здесь действовало до 150 рудников, глубина отработки достигала 300—900 м. К началу XIX в. в районе получено более 1 000 т серебра. Самый богатый рудный столб на руднике имел площадь 1 200 м² и выклинился на глубине 750—800 м, дав 23 т серебра.

Наиболее типичными представителями *месторождения Западных Рудных гор* являются Шнееберг, Аннаберг, Яхимов (Иохимсталь), Мариенберг. По Г. Шнейдерхену, в начальном этапе разработки в XV в. они были известны как богатые серебряные рудники, в которых находили огромные самородки. В XVII—XVIII вв. начался кобальтовый период, принесший этим месторождениям всемирную известность. Начиная с XVIII в. здесь стали добывать и висмутовые руды. С середины XIX в. в Яхимове начался период добычи урана.

Месторождение Шнееберг открыто в 1471 г. Оно находится среди кембрийских глинистых сланцев и филлитов, превращенных на контакте с гранитоидами (массив Эйбеншток) в пятнистые и андалузито-слюдяные сланцы. Рудные жилы сложены в основном,

груболистоватым баритом с вкрапленностью кобальтоникелевых арсенидов, самородного серебра, аргентита и многочисленных сложных благородных минералов серебра. Более ранние кварц и флюорит и поздний карбонат очень редки. Жилы расположены среди осадочных пород, а также проникают в граниты. Наблюдаются жильные штокверки — главным образом в контактовых породах над подстилающим гранитным массивом. В жилах развиты два минеральных парагенезиса: висмутовый и серебряный. Содержащиеся в обоих рядах кобальтоникелевые руды в первом случае обогащены кобальтом, во втором — никелем. Кроме того, в висмутовом ряду содержится больше кварца и урановой смолки, количество которых увеличивается с глубиной. В серебряно-никелевом ряду преобладает барит с второстепенными флюоритом и карбонатами. В 1477 г. в пересекающихся жилах одного из рудников была найдена глыба аргентита и самородного серебра массой 20 т.

Месторождение Яхимов (Иохимсталь) активно разрабатывалось с 1516 г., а с 1519 г. из серебра месторождения стали чеканить монету. Крупная, массой 28—29 г, она имела хождение во всех странах Западной Европы и называлась яхимовсталер, а затем на Западе просто талер, а в России — ефимок.

Жильные рудные тела месторождения располагаются в филлитоподобном графитистом слюдяном сланце и образуют две системы: меридионального и субширотного простирания. Главных жил 36, мощность от 0,15 до 0,6, редко до 1—2 м. По составу они соответствуют наиболее глубинным жильным зонам типа Шнееберг. Жильными минералами являются кварц, кальцит и доломит. Рудные минералы — смальтин, висмутовый блеск, никелин, самородное серебро, аргентит. Верхние части жил, сложенные баритом, были обогащены серебром. Наиболее богатые руды встречались в местах пересечения жил.

В XVI в. бонанцы находили у самой поверхности и иногда отрабатывали практически открытым способом.

В урановой зоне жилы сложены плотным роговиковым кварцем с небольшим количеством доломита и флюорита, в которых в виде гнезд, прожилков и желваков присутствует урановая смолка. Флюорит и доломит под влиянием радиоактивного излучения превращены в вонючий красноцветный шпат.

Серебряно-свинцовая формация связана с малыми интрузивами гранитоидов гипабиссальной фации. С одной стороны, они представлены объектами со свинцово-цинковыми рудами, характеризующимися резкой обогащенностью серебром и своеобразием форм его проявления. С другой стороны, имеются месторождения, которые переходными типами связаны с серебряно-арсенидной формацией. Рудные тела представлены обычно настоящими трещинными жилами. Как и в месторождениях пред-

шествующей группы, почти не фиксируются случаи метасоматического замещения рудой вмещающих пород. Вкрапленные руды также не наблюдаются. Жилы обычно локализованы во вмещающих породах, реже в гранитах. Изменения вмещающих пород незначительны. Главные минералы руд — галенит, сфалерит, пирит; жильные — кварц, кальцит, доломит, сидерит, барит, флюорит. Многочисленными проявлениями брекчирования фиксируются различные генерации минералов и их ассоциаций. В рудных телах проявлена вертикальная зональность, выраженная в преобладании галенита, флюорита, сидерита в верхних частях жил, а сфалерита, пирита, кварца — в нижних.

Наиболее типичными представителями месторождений, переходных к серебряно-арсенидной формации, являются Фрейберг, Пришибрам и др.

Фрейбергский рудный район находится в Саксонии, на северо-западном склоне Рудных гор. Древние гнейсовые формации (серые биотитовые и красные мусковитовые гнейсы), образующие купольную структуру, прорваны мощным штоком гранита. В районе насчитывается более 1 100 рудных жил, среди которых присутствуют и жилы, типичные для серебряно-арсенидной формации.

Первые серебряные рудники в Саксонии были открыты в 1168 г., разработка их с перерывами продолжалась почти до настоящего времени, наиболее активным был период с конца XVIII в. до 1970-х гг.

Распределение оруденения в жилах очень неравномерно, наиболее богатые участки наблюдались на пересечении жил. В такой позиции на одном из рудников был найден самородок серебра массой 500 кг. Богатые серебром руды с глубиной переходят в бедные свинцовые и свинцово-цинковые. При этом увеличивается содержание пирита и сфалерита и уменьшается содержание галенита, особенно серебросодержащего.

Петр I в 1711 г. посетил Фрейберг: осмотрел рудники и горные заводы, собственноручно добыл в штольне несколько кусков руды. В Саксонии горное дело изучал М. В. Ломоносов. Он, в частности, отмечал, что: «В Германии славен пред другими в Гессенском ландграфстве Франкенберг, который медь и серебро в себе содержит. Там случилось мне не без удивления видеть не токмо дерево, но и целые снопы окаменелые, медную и серебряную руду содержащие, так что в некоторых колосах зерна чистым серебром обросли».

Месторождение Пришибрам в Богемии (Чехия) также относится к числу своеобразных исторических памятников. Как считает М. М. Максимов, серебро Пришибрама впервые упоминается в русской летописи в 971 г. Это серебро, так же как серебро Кармазара, использовано князем Владимиром Святославовичем (88—1015 гг.) для чеканки первых русских монет «сребренников», на которых была надпись «Владимир на столе, се его серебро».

Пришибрамское месторождение расположено на юго-восточном крыле одноименной мульды, сложенной силурийскими глинистыми сланцами, граувакковыми песчаниками, конгломератами, прорванными гранитоидами. Северо-западное крыло мульды оборвано сбросом, вблизи которого сланцы рассечены серией параллельных даек.

Серебро-свинцово-цинковые, кварцево-золоторудные жилы имеют протяженность до 40 км. Мощность жил 1—2 м, в раздувах — до 20 м. Некоторые жилы простые, другие комплексные. Жильные минералы — сидерит, кварц, кальцит и барит, рудные — серебросодержащий галенит, сфалерит, блеклая руда, бурнонит, красная серебряная руда и самородное серебро. Содержание серебра в руде 0,185 %, свинца 23 %. Существенной вертикальной зональности не наблюдается.

Пришибрам разрабатывается более 1000 лет, наиболее активно с начала XVI в. Самая глубокая шахта Адольфберг (позднее почешски она названа Прокен) в 1875 г. достигла 1000-метровой глубины. По этому случаю был отчеканен серебряный флорин с надписью на оборотной стороне: «В память достижения 1000-метровой глубины. Пришибрам 1875». В 1886 г. отмечалось, что Пришибрам стал более богат, чем прежде; к 1913 г. шахта имела глубину 1300 м, в 1971 г. — 1520 м.

Плутоногенные месторождения серебряно-арсенидной и серебряно-свинцовой формаций, как видно из изложенного, связаны между собой постепенными переходами. И эти переходы обусловлены, в первую очередь, особенностями рудоносных формаций. Серебряно-арсенидная минерализация и в особенности руды кобальт-никелевого состава связаны преимущественно с магматическими породами основного состава, примером чему может служить месторождение Кобальт. Месторождения пятиэлементной формации в ее наиболее полном виде и месторождения серебряно-свинцовой формации связаны с гранитоидами. Более того, рудоносные массивы серебряно-свинцовых месторождений относятся преимущественно к типу малых интрузий гипабиссальной фации.

Таким образом, в данном случае можно предположить наличие некоего ряда месторождений, различающихся по составу руд, что связано с характером рудоносных комплексов. К сожалению, за недостатком материала более детального анализа этих связей провести не удалось.

Мангазейское месторождение относится к группе серебряно-полиметаллических месторождений и в отличие от ранее охарактеризованных месторождений Саксонии и Богемии не обнаруживает видимого родства с месторождениями пятиэлементной формации. Оно скорее представляет один из крайних членов намечающегося эволюционного ряда.

По данным Л. И. Индолева и Г. А. Навайссы, месторождение находится на территории Верхоянского рудного района, сложенно-го песчаниками и сланцами верхнего карбона и перми. Породы смяты в складки, прорваны штоками и дайками гранитов и кварцевых порфиров мелового возраста, с которыми связывается рудообразование. На участке месторождения песчаники и сланцы, сложенные в складки линейного типа, содержат несколько межпластовых рудных жил. По преобладающему составу жилы подразделяются на кварцевые, галенитовые, карбонат-фрейбергит-галенитовые, сульфантимонит-сфалерит-галенитовые. Выделяются два этапа формирования руд. В ранний этап были образованы маломощные прожилки кварца с галенитом, сфалеритом, тетраэдритом. В поздний продуктивный этап фиксируется шесть стадий: в первую отлагались кварц, пирит, арсенопирит; во вторую — кварц, темный сфалерит, манганосидерит; в третью — кварц, галенит, манганосидерит, штернбергит; в четвертую — кварц, анкерит, фрейбергит, овихиит, диафторит, миаргирит, пираргирит, самородное золото и серебро; в пятую — манганосидерит и светлый сфалерит; в шестую — кварц, манганосидерит, кальцит. Температура образования продуктивной (четвертой) минеральной ассоциации 300 — 150 °С. Отношение Ag: Au в рудах Мангазейского месторождения составляет (500 — 1 000): 1.

Вулканогенные гидротермальные месторождения представляют весьма существенную группу серебряных месторождений. Они связаны с вулканическими и вулканоплутоническими поясами, в пределах которых приурочены обычно к вулканическим структурам — жерлам вулканов, кальдерообразным депрессиям, вулканокупольным постройкам и др. Рудные тела имеют жильную форму и локализуются в радиальных и кольцевых трещинах, осложняющих вулканические структуры. Нередко рудные тела выходят за пределы вулканических образований в породы фундамента. Месторождения формировались на небольшой глубине в условиях быстрого спада температуры и давления. Вмещающие породы вблизи рудных тел окварцованы и серицитизированы, а далее в них развита аргиллизация, каолинизация и широкие ореолы пропилитизации и цеолитизации.

Среди вулканогенных гидротермальных месторождений серебра выделяются главные рудные формации: серебросолидная, серебросульфидная, серебро-оловянная, серебросульфидная.

Месторождение Гуанахуато является представителем серебросолидной формации. Одно из крупнейших месторождений Мексики, оно за 400 лет эксплуатации дало 30 тыс. т серебра и 120 т золота. По материалам М. М. Константинова, рудный район приурочен к краевой части кайнозойского окраинно-континентального вулканоплутонического пояса. Рудное поле сложено меловыми осадочными и палеогеновыми осадочными и вулканогенными

отложениями. Рудные тела представлены жилами, жильными зонами и штокверками кварц-карбонат-адулярового состава. Они контролируются крупноамплитудными разломами (рис. 6.65). Текстуры жил брекчиевые, полосчатые, крустификационные. Содержание золота и серебра составляет соответственно 0,1 г/т и 10 г/т. Основную промышленную ценность имеют рудные столбы, составляющие около 20 % общего объема жил. Содержание благородных металлов в столбах возрастает до 450 г/т серебра и 2,5 г/т золота. Протяженность столбов — от нескольких метров до 300 м и более, мощность — 1—90 м. Вертикальный размах оруденения составляет 750 м.

Минерализация сформировалась в течение трех стадий. Дорудная стадия проявилась отложением массивного белого кварца (местами аметиста), кальцита и адуляра, содержащих небольшие количества золота и серебра. В ходе рудной стадии отлагался халцедоновидный кварц с высоким содержанием золота и серебра. Основные серебросодержащие минералы — тонкозернистые акантит, агвигарит, науманнит. Золото присутствует в тонких выделениях в самородной форме и в электруме. Сульфиды — пирит, халь-

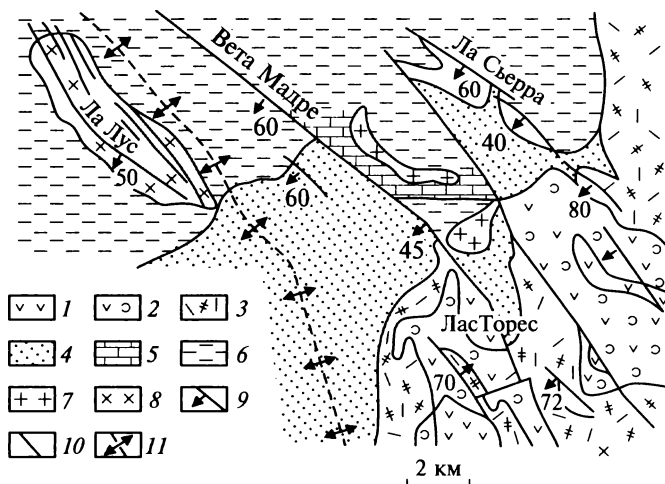


Рис. 6.65. Жильные системы месторождения Гуанахуато (по М. М. Константинову и др., 1992):

1—3 — олигоценые отложения (1 — андезитовые лавы и туфы, 2 — кристаллокластические андезитовые туфы, 3 — литокристаллокластические риолитовые туфы); 4 — эоцен-олигоценые континентальные образования (песчаники, глины, конгломераты, вулканический песок, андезиты); 5, 6 — меловые породы (5 — глинистые сланцы, известняки, 6 — филлиты, глинистые сланцы, вулканиды); 7 — граниты и диориты; 8 — габбро-диориты; 9 — жильные системы месторождения и элементы их залегания; 10 — пострудные сбросы; 11 — ось антиклинали

копирит, сфалерит и галенит — составляют около 0,1%. Объемные гидротермальные изменения вмещающих пород представлены низкотемпературной пропилитизацией. Околожильные метасоматиты сложены адуляром, серицитом, ореолами аргиллизации. Температура минералообразования, по данным изучения газо-жидких включений, составляла 335—176 °С.

По данным калий-аргонового метода, оруденение имеет позднеолигоценый возраст (27—31 млн лет).

Месторождение Потоси (Серро Рико-де-Потоси, Боливия) представляет серебро-оловянную формацию. Месторождение находится в Боливийской олово-серебряной провинции, приуроченной к Южно-Американскому вулканическому поясу. Рудное поле расположено на крупном сводовом поднятии, сложенном в основании песчаниками, аргиллитами, филлитами ордовика, смятыми в складки и перекрытыми вулканическими породами позднего мела — неогена. Вулканическая толща мощностью 1 500 м сложена игнимбритами, туфами и лавами андезитов, дацитов, риолитов. Они прорваны субвулканическими штоками риолитов, риодацитов, андезитов и других пород.

Месторождение локализовано в пределах крупного субвулканического тела кварцевых порфиров, имеющего куполовидную форму и овальное сечение. Площадь купола на поверхности 1 700 × 1 200 м. На глубине 500—600 м тело сужается до диаметра 100 м. Купол рассекается многочисленными рудными жилами, распространяющимися в вулканогенные породы за пределы купола и проникающими иногда в песчано-сланцевые породы палеозойского основания. Рудные тела представлены отдельными жилами, жильными пучками и линейными зонами прожилков (рис. 6.66).

Длина жил достигает 700 м, мощность от 5 см до 1—1,5 м. На глубину они прослежены до 600—875 м, но богатые руды распространяются до 350 м.

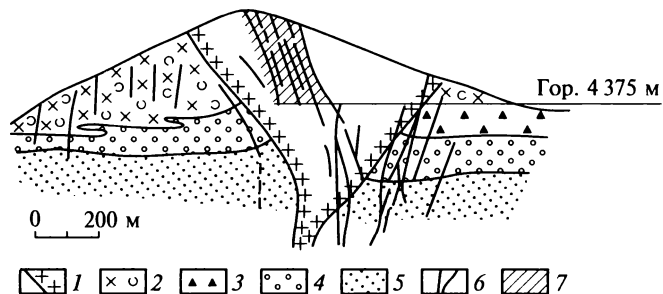


Рис. 6.66. Геологический разрез месторождения Потоси (по Ф. Тюрнору): 1 — кварцевые порфиры (дациты); 2 — туфы Караколес; 3 — вулканические брекчии Венус; 4 — конгломераты Паилавири; 5 — палеозойские сланцы; 6 — рудные жилы; 7 — минерализованная сереброносная зона трещиноватости

Рудные жилы формировались в пять стадий. В первую выделялись кварц, касситерит, вольфрамит, висмутин, арсенопирит, пирротин. Вторая стадия представлена станнином и халькопиритом. В третью продуктивную стадию отлагались высокосеребристый тетраэдрит, сфалерит, андорит, матильдит. С четвертой связано образование пираргирита, прустита, а также джемсонита, буланжерита, сфалерита, галенита. Пятая стадия представлена прожилками алунита.

На ранних стадиях минералообразования температура растворов составляла 500—400 °С, на поздних она снизилась до 150—100 °С.

На месторождении проявлена вертикальная зональность: серебряные руды (тетраэдрит, андорит, прустит, пираргирит) локализованы преимущественно на верхних горизонтах, с глубиной преобладают станнин, халькопирит, висмутин, вольфрамит. Изменяется и характер окolorудных преобразований вмещающих пород: на верхних горизонтах развито окварцевание, аргиллизация, алунитизация, по глубине — серицитизация. Содержание серебра в рудах 300—3 000 г/т, олова в среднем до 4 %.

Месторождение Потоси — самый крупный производитель серебра в мире до середины XVIII в. Из руд Потоси в период с 1545 г. было добыто 35 тыс. т серебра. Богатые жилы в основном отработаны, но весьма значительные запасы серебра сосредоточены в средних и низких по сортам рудах. Кроме того, на более глубоких горизонтах залегают промышленные руды олова с вольфрамом и сурьмой. В настоящее время в недрах месторождения находится 142 млн т руды с содержанием 174 г/т Ag и 0,1—0,25 % Sn. Предполагается за 25 лет добыть 8 300 т серебра. Однако препятствием продолжения эксплуатации может послужить то обстоятельство, что район месторождения признан ЮНЕСКО национальным памятником, музеем 500-летнего развития горнорудного дела, где сохранились многочисленные горны, горные мельницы, акведук XVI в. и др.

6.4.3. Металлы платиновой группы

К металлам платиновой группы кроме платины относятся палладий, иридий, родий, осмий и рутений. Самородная платина известна с древних времен, хотя первоначально она принималась за другие металлы — белое золото, серебро, свинец. Зерно платины в виде инкрустации обнаружено в египетском иероглифе VII в. до н. э. Римляне находили платину в золотоносных россыпях Испании в I в. н. э. К этому времени относится и первое описание платины Плинием Старшим.

Платина добывалась инками в Южной Америке, с конца XV в. стала известна испанцам. В 1735 г. платина привезена из Колумбии

в Европу; к 1741 г. относится первое научное описание платины, в 1752 г. она признана как новый элемент. Палладий, иридий, родий и осмий были выделены в 1803—1804 гг. В 1841 г. был открыт рутений, получивший свое имя от латинского названия России.

В России платина впервые была найдена на Урале в 1819 г., а в 1824 г. были обнаружены промышленные платиновые россыпи. С 1827 г. в России начали чеканить платиновые монеты. В конце XIX в. платину находят в россыпях Восточной Сибири и в Вилюйском районе Якутии.

В конце XVIII в. платина найдена в алмазоносных россыпях Бразилии, в начале XIX в. — в Северной Америке.

Г. Меренский опубликовал в 1926 г. данные по уникальному месторождению в Бушвельдском массиве, а уже в начале 1930-х гг. здесь действовало несколько рудников. В 1923 г. платина и палладий обнаружены в Норильском районе.

Одно из последних крупных открытий — платиноносный риф в массиве Стиллуотер (1972—1974).

Области использования платиноидов определяются уникальным сочетанием присущих им свойств — тугоплавкость, химическая устойчивость, электропроводность, пластичность, свариваемость, способность поглощать водород и другие газы. До 1940-х гг. более половины платины шло на изготовление ювелирных изделий. В настоящее время платиноиды применяют в качестве катализаторов (50 %); в электротехнической, автомобильной, медицинской промышленности (25 %); при производстве химической аппаратуры и антикоррозионных покрытий (15 %); в ювелирных изделиях (10 %). Помимо этих областей, где используются в основном платина и палладий, расширяется применение и других платиноидов, ранее практически не востребованных. Сегодня насчитывается более 100 перспективных направлений использования платиноидов.

Подтвержденные запасы платиноидов превышают 66 тыс. т, из них почти половину составляет платина. В ЮАР сосредоточены 95,1 % мировых запасов, причем запас платины также составляет почти половину. Второе место по запасам занимают США (2,6 %), затем следуют Зимбабве (0,9), Канада (0,5) и девять других стран с суммарными запасами 0,9 %.

Основная часть запасов платиноидов (99,1 %) в зарубежных странах заключена в магматических собственно платиновых месторождениях (ультраосновные стратифицированные интрузивы ЮАР, Зимбабве, США). В сульфидных медно-никелевых месторождениях Канады, Австралии, Финляндии содержится 0,7 % запасов. На медно-порфиновые и россыпные месторождения приходится 0,2 % запасов. В настоящее время практическое значение начинают приобретать нетрадиционные источники платиноидов, в частности залежи в черных сланцах.

По запасам и добыче платиноидов Россия занимает одно из первых мест в мире. Разведано 85 месторождений, при этом в уникальных Cu-Ni месторождениях Норильского района заключено 99 % запасов. Содержание платиноидов в рудах этих месторождений составляет 5—6 г/т. В медно-никелевых месторождениях Кольского п-ва и ванадиево-медных Урала находится менее 1 % запасов. Незначительное количество содержится в россыпях.

Объем мировой добычи платиноидов за все время существования платиновой отрасли составляет более 3 тыс. т, из них за последние 10 лет добыто 1,2 тыс. т. Ежегодное производство платиноидов в последнее время составляет от 200 до 480 т. Основные производители: ЮАР ($\approx 60\%$), затем Россия, Канада, США и др. По добыче платиноидов Россия занимает второе место после ЮАР, по добыче палладия — первое. Коренные месторождения дают более 92 % общего объема добычи, россыпи — около 8 %.

Содержания платиноидов в земной коре составляют (%): Pt — $5 \cdot 10^{-7}$, Pd — $13 \cdot 10^{-7}$, Ir — $1 \cdot 10^{-7}$, Os — $50 \cdot 10^{-7}$, Ru — $5 \cdot 10^{-7}$, Rh — $1 \cdot 10^{-7}$.

Платиноиды — типичные продукты базальтовой магмы. Они обособляются в процессе ликвационной или кристаллизационной дифференциации ультраосновных и основных магматических пород, образуя рудные залежи в рудоносных массивах. Редко платиноиды образуют промышленные скопления в постмагматических скарновых и гидротермальных месторождениях, также связанных с базальтоидной магмой.

В экзогенных процессах металлы платиновой группы, устойчивые к химическому выветриванию, накапливаются в аллювиальных и других россыпях.

Известно более 90 минералов платиноидов, среди которых выделяются:

1. Самородные платиноиды и природные сплавы на их основе. В самородном виде встречаются все платиноиды, но наиболее часто платина. Среди природных сплавов (твердых растворов платиноидов) наиболее распространены изоферроплатина Pt_3Fe (Pt — 90 %), осмирид $IrOs$ (Ir 65—80 %), иридосмин $OsIr$ (Os 50—80 %), рутениридосмин $RuOsIr$.

2. Интерметаллические соединения платиновых металлов с оловом, свинцом, висмутом, сурьмой и теллуrom, среди которых выделяется несколько групп: станниды типа рустенбургита Pt_3Sn , паоловита Pd_2Sn ; плюмбоиды типа плюмбопалладиита Pd_3Pb_2 ; висмутиды типа соболевскита ($PbBi$); теллуриды типа мончеита $PtTe_2$.

3. Сульфиды, арсениды, сульфоарсениды — куперит PtS (85 %), брэггит $PtPdNi$ (Pt 32—58, Pd 17—38 %), высокоцит ($(Pd, Ni)S$ (Pd — 39,5 %), лаурит RuS_2 (61 %), сперрит $PtAs_2$ (56 %), холлингвортит $RhAsS$ (49 %) и ирарсит $IrAsS$ (64 %).

Месторождения металлов платиновой группы относятся к четырем геолого-промышленным типам: ликвационному, раннемагматическому, позднемагматическому, россыпному.

К ликвационным месторождениям относятся сульфидные медно-никелевые месторождения, в рудах которых металлы платиновой группы содержатся в виде примесей и извлекаются попутно с медью и никелем. Содержание платиноидов колеблется в широких пределах от сотых-десятых граммов на тонну до первых десятков граммов на тонну. Из платиноидов преобладает палладий (65—72%), далее следуют платина (15—25%), родий (до 10%), доля остальных измеряется первыми процентами.

Большое количество платиноидов присутствует в виде тонкой примеси в сульфидах, остальная часть представлена мелкими минеральными обособлениями размером 20—100 мкм, реже — до нескольких миллиметров.

Ликвационные месторождения связаны с расслоенными интрузивными комплексами (перидотиты, пироксениты, габбро, нориты) и встречаются на древних щитах и в чехлах платформ (месторождения Печенга, Аллареченское, Монча на Кольском п-ве, Талнах, Норильское I, Октябрьское, Кайеркан в Красноярском крае, Садбери в Канаде). Другие связаны с коматиитовыми лавами в докембрийских зеленокаменных поясах (Камбалда, Маунт-Кейт в Австралии, Томпсон в Канаде). Характеристика месторождений этого типа приведена в подразд. 6.2.2.

Раннемагматические месторождения, представляющие собой, по В. И. Смирнову, сегрегационные обособления платиноидов в ассоциации с хромшпинелидами, часто встречаются среди дунитов, массивов центрального типа ультраосновных — щелочных пород и среди расслоенных норитов; но обычно они не достигают промышленных кондиций. Исключением являются крупные месторождения платиноидов Рифа Меренского в Бушвельдском комплексе (ЮАР), Великой Дайки (Зимбабве) и массива Стилуотер (США).

Риф Меренского входит в состав Бушвельдского массива и располагается в самой верхней части Критической зоны вблизи ее контакта с Главной зоной (рис. 6.67). Критическая зона мощностью 1 000—1 200 м сложена норитами, пироксенитами и анортозитами, содержит в нижней части крупные месторождения хромитов. Основные запасы платиноидов сосредоточены в верхней части зоны. Риф Меренского — главный платиноносный слой, сложен перемежающимися пироксенитами и анортозитами. При средней мощности 0,8 м (0,2—2,5 м) он прослеживается на 140 км в западной части массива и на 90 км — в восточной; риф имеет центриклинальное падение под углами 15—25°. Минеральный состав Рифа: ромбический пироксен, битовнит, биотит, хромит, магнетит, ильменит. Содержание сульфидов в пласте не превышает

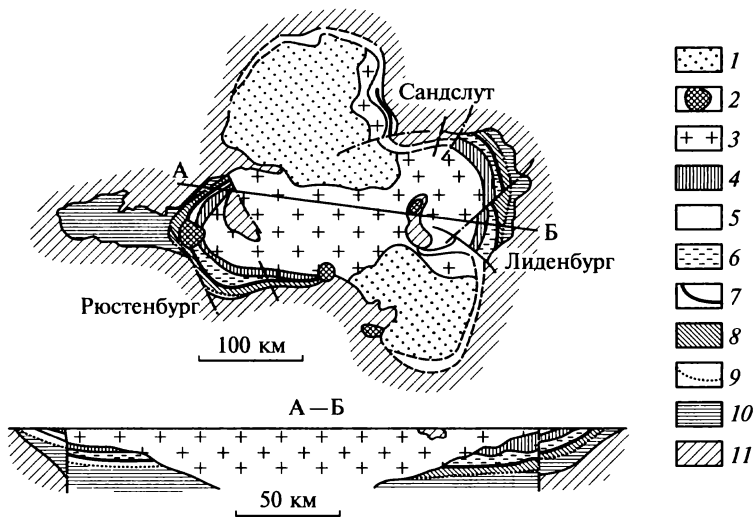


Рис. 6.67. Схематическая геологическая карта и разрез Бушвельдского магматического комплекса (по В. Е. Бойцову и др., 1999):

1 — палеозойские покровные породы систем Карру; 2 — поздние интрузии щелочных пород; 3 — Бушвельдские красные граниты; 4—6 — мафит-альтрамафитовые породы Бушвельдского комплекса (4 — верхняя зона — ферродиориты, габбро, анортозиты, горизонты титаномагнетитов, 5 — главный титаномагнетитовый горизонт, 6 — породы главной зоны — нориты, габбро-нориты, анортозиты); 7 — Риф Меренского — главный платинометалльный горизонт; 8 — породы критической зоны — нориты, перемежающиеся с пироксенитами, дунитами, анортозитами, горизонты хромитов с минералами платиновой группы (МПГ); 9 — главный хромитовый горизонт; 10 — породы нижней зоны — ритмически переслаивающиеся горизонты пироксенитов и перидотитов; 11 — Трансваальская серия нижнего протерозоя — сланцы, доломиты, кварциты, древние граниты

ет 3%, они представлены пирротинном, пентландитом, халькопиритом, пиритом, кубанитом. Содержание никеля в них 0,18%, меди — 0,11%.

Платиновые минералы в виде микровкрапленности содержатся в сульфидах (60%), хромитах, силикатах. В рудах присутствуют минералы всех шести элементов. Наиболее широко распространены: ферроплатина, арсениды, сульфиды, сульфоарсениды, станниды, теллуриды платины и палладия. Платиноиды обогащают верхнюю часть Рифа.

Содержание платиноидов составляет 5—15 г/т (при фоновом содержании до 50 мг/т). Доля платины в рудах составляет 59%, палладия — 23, рутения — 8, родия — 3, иридия — 1, осмия — 0,8, золота — 5,2%. Риф Меренского сопровождается двумя параллельными побочными рифами (рис. 6.68).

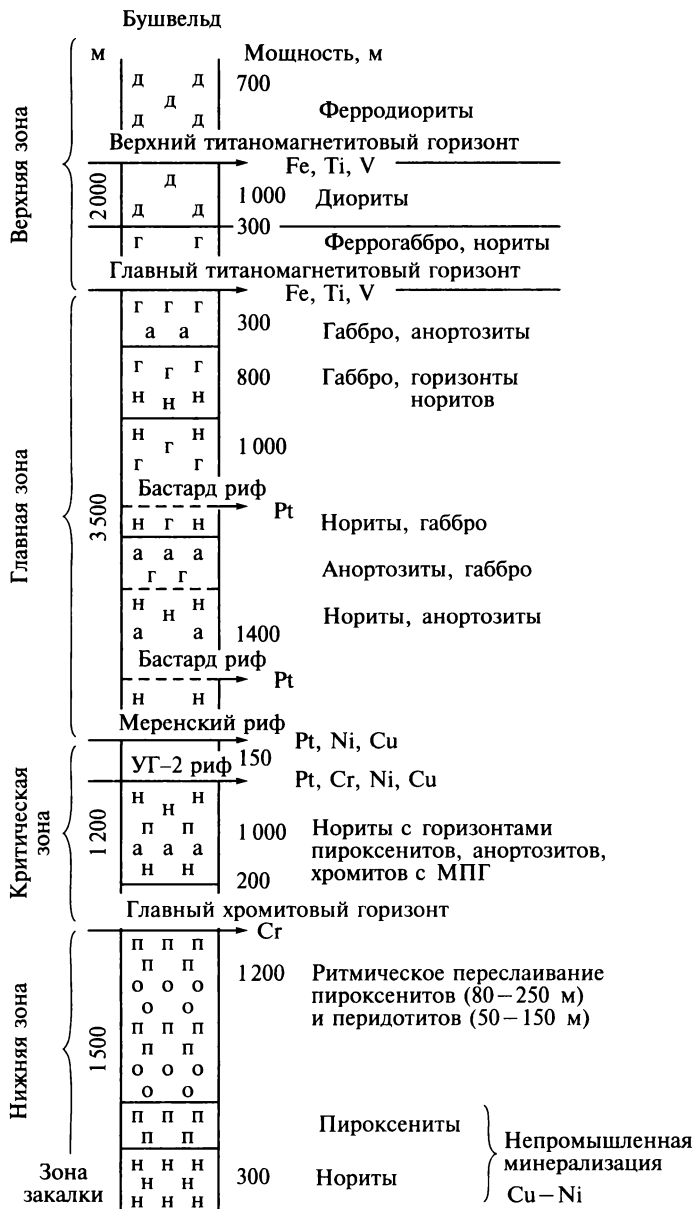


Рис. 6.68. Разрез расслоенных мафит-ультрамафитовых пород Бушвельдского комплекса (по В. Е. Бойцову и др., 1999)

В 10—15 м выше и почти на таком же расстоянии от контакта с Главной зоной располагается Плэтриф. Он прослеживается в северной части массива.

Риф UG-2 располагается на 20—300 м ниже по разрезу Рифа Меренского. Его мощность 0,5—2,5 м, протяженность 250 км, содержание платиноидов 5,5—7,5 г/т. Доля платины 45—50 %.

Суммарные запасы платиноидов составляют 49 900 т, из них 23 950 т приходится на долю платины. Ведущим процессом формирования рудных залежей В. И. Смирнов считает раннемагматическую сегрегацию рудных минералов. В то же время он отмечает, что присутствующие на месторождении тела сплошных и вкрапленных сульфидных руд с платиноидами возможно образовались вследствие частичной ликвации рудоносного магматического расплава.

Стиллуотерское месторождение (США) приурочено к одноименному массиву, расположенному среди докембрийских гранитов, гнейсов и мигматитов и контролируемому глубинным разломом. Согласно Д. А. Додину (1994), в современном эрозионном срезе массив простирается на 48 км при ширине 7—2 км. По геофизическим данным, он имеет лополитообразную форму и занимает площадь 4 400 км². Массив сложен ультрамафитами и мафитами ряда гарцбургит-габбро, расчлененными на три серии: базальная (мощность 150 м) сложена бронзититами и норитами, содержащими бедное вкрапленное медно-цинковое оруденение; ультрамафитовая (мощность 1 600—2 000 м) сложена чередованием гарцбургитов, бронзититов и хромититов с примесью платиноидов; полосчатая (слоистая) состоит из чередующихся слоев норитов, троктолитов, анортозитов и габбро. В нижней части серии в троктолит-анортозитовой зоне располагается платиноносный горизонт — риф J-M. Кроме него в пределах зоны установлено девять сульфидосодержащих интервалов, из которых верхний — горизонт Пикет-Пин — является перспективным в отношении платинометалльного и медно-никелевого оруденения.

Риф J-M — главное рудное тело платинометалльного месторождения. Платиноидное оруденение концентрируется в оливковых норитах в слое мощностью 2—3 м. Рудоносная зона (с содержанием платиноидов ≈ 50 мг/т) прослежена 576 скважинами по простиранию на 1 100 м. Как правило, платинометалльная минерализация ассоциирует с небольшим количеством сульфидов (<5 %) — пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит, борнит, ковеллин, молибденит, виоларит, макинавит, мельниковит. Из платиновых минералов установлено более 50 видов.

Риф J-M прослежен по простиранию на 45 км и по падению на 6,5 км, мощность пласта 2 м, среднее содержание платины 4 г/т, палладия 14 г/т, прочие платиноиды — доли г/т. Среднее содержание никеля в рифе 0,24 %, меди — 0,14 %. Ресурсы платиноидов

оцениваются в 7 тыс. т. Годовая добыча предполагается в размере 53 т платиноидов.

Позднемагматические месторождения платиноидов, по В. И. Смирнову, связаны со скоплениями хромшпинелидов среди дунитовой фракции базитовых интрузивов. Они представлены телами с секущими границами, для руд которых характерна сидеронитовая структура, свидетельствующая о формировании рудных минералов после раскристаллизации породообразующих силикатов.

В Бушвельдском массиве в районе *Линденбурга* известны крутопадающие трубообразные залежи платиноносных дунитов, секущие стратифицированные породы комплекса. Залежи имеют диаметр от 10 до 100 м и прослеживаются на глубину до 300 м. Они имеют концентрическое строение. Центральная зона в форме столба сложена гортонолитовым дунитом. Она окаймляется мощной оболочкой оливинового дунита, которая, в свою очередь, окружена пироксенитом (рис. 6.69). Платинометалльное оруденение приурочено к центральной зоне. В состав руд входят железистый оливин, в подчиненном количестве флогопит, роговая обманка, диаллаг, ильменит, магнетит, хромит и платиноиды. Содержание платино-

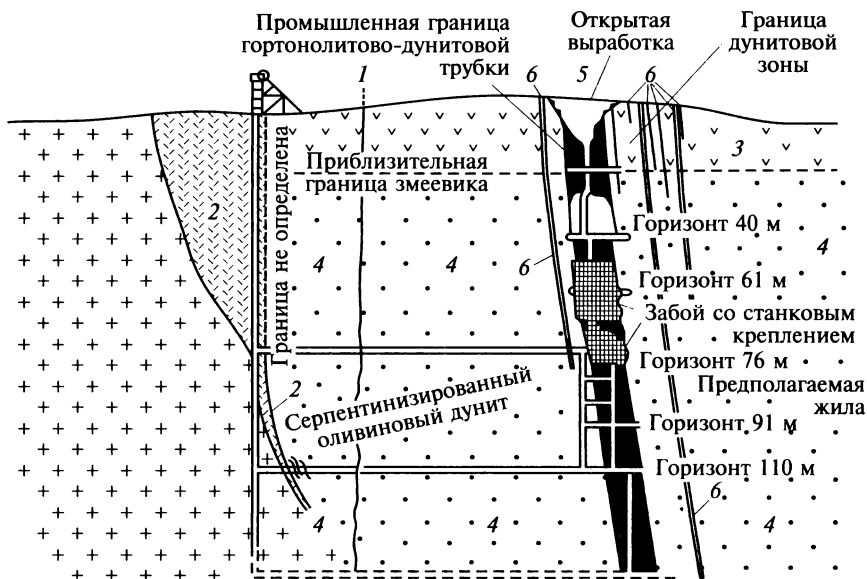


Рис. 6.69. Разрез через Мойхукскую платиновую трубку:

1 — анортозитовый пятнистый норит; 2 — грубый диаллагит, полевошпатовый пироксенит и оливинoвый норит; 3 — серпентинизированный оливинoвый дунит; 4 — оливинoвый дунит; 5 — гортонолитово-дунитовая трубка; 6 — жилы пегматоидного гортонолитового дунита и верлита (по Д. А. Додину и др., 1994)

идов изменяется от 2 до 30 г/т, достигая 60 г/т и более в тех участках, где благодаря наличию крупных кристаллов роговой обманки и биотита оливиновая порода приобретает пегматоидный облик. При этом содержание возрастает снизу вверх и к центру рудоносных трубок.

Интересно отметить, что в зоне экзоконтакта Бушвельдского массива среди доломитов установлены генетически связанные с ним скарновые и гидротермальные проявления платиновой минерализации. В гроссуляр-диопсидовых скарнах в районе Потдиетерсраста содержится вкрапленность сперрилита, вуперита, стибипалладинита; содержание платиноидов достигает 10 г/т. Среди доломитов Уотербурга известна гидротермальная кварцевая жила с платиной и осмистым иридием.

Обращая внимание на эти факты, В. И. Смирнов приходит к выводу, что процесс обособления платиноидов в Бушвельдском массиве был длительным. На раннем этапе сформировались согласные пластообразные раннемагматические залежи, на позднем этапе очевидно из остаточных расплавов образовались секущие позднемагматические тела. Флюиды, участвовавшие в формировании позднемагматических руд, функционировали и при постмагматических процессах, что обусловило появление платиносодержащей скарновой и гидротермальной минерализации.

Нижнетагильское месторождение приурочено к одноименному гипербазитовому массиву, входящему в состав платинового пояса Урала, массив внедрился в карбонатно-сланцевые породы девонского возраста. Он отчетливо дифференцирован и имеет в плане зональное строение. Его центральная часть сложена платиноносными дунитами, местами серпентинизированными; ее окаймляет полоса пироксенитов, сменяемая зоной габбро (рис. 6.70).

Рудная минерализация представлена в двух формах. Во-первых, она образует убогую рассеянную вкрапленность по всему полю дунитов. Во-вторых, она содержится в повышенных концентрациях в гнездах и трубчатых телах хромитов. Среди платиноидов преобладают поликсен и иридий, платина, реже встречаются осмистый иридий, платинистый иридий, лаурит, стибипалладинит, а также пентландит и кубанит. В рудах попадались платиновые самородки, наиболее крупные массой 427 г.

Россыпные месторождения платиноидов известны в России (Урал, Сибирь), США, Колумбии, Зимбабве, Заире, Эфиопии и других странах. Это элювиальные, делювиальные и аллювиальные россыпи, тесно связанные с коренными источниками платиновых минералов. Такими источниками обычно служат платиноносные массивы габбро-пироксенит-дунитовой формации, содержащие убогое, но обширное коренное оруденение. Главное промышленное значение имеют позднечетвертичные аллювиальные россыпи.

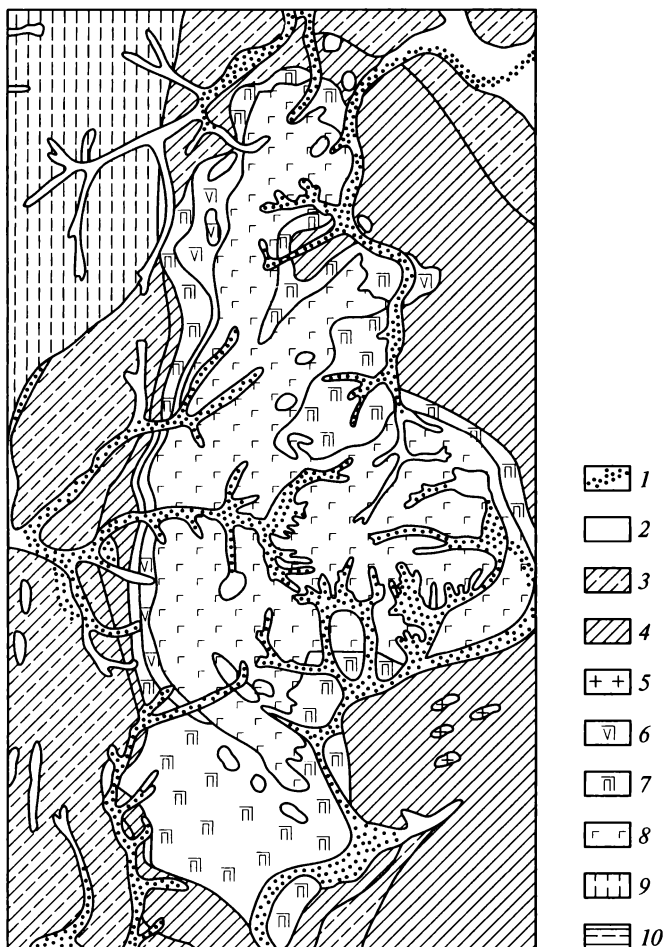


Рис. 6.70. Схематическая геологическая карта Нижнетагильского платиноносного массива (по Н. И. Высоцкому):

1 — россыпи платины и золота; 2 — четвертичные отложения; 3 — апогаббровые и аподиоритовые амфиболиты; 4 — габбро-диориты; 5 — уралитизированные габбро; 6 — аподунитовые и аподиоритовые амфиболиты; 7 — аподунитовые серпентиниты; 8 — дуниты; 9 — известняки; 10 — сланцы

В России россыпи платиноидов пользуются широким распространением (рис. 6.71). Мировое значение до 1930-х гг. имели аллювиальные россыпи уральских рек — Верхняя Нейва, Чусовая, давшие за 100 лет эксплуатации 300 т платины. Гигантские россыпи были в бассейнах рек Иса, Тура, в Нижнетагильском районе. Протяженность их достигала 200 км. Запасы составляли 125—130 т. Одна из крупных россыпей России — р. Кондер-Уоргалап в Хабаровском крае, запасы которой составляют 60 т.

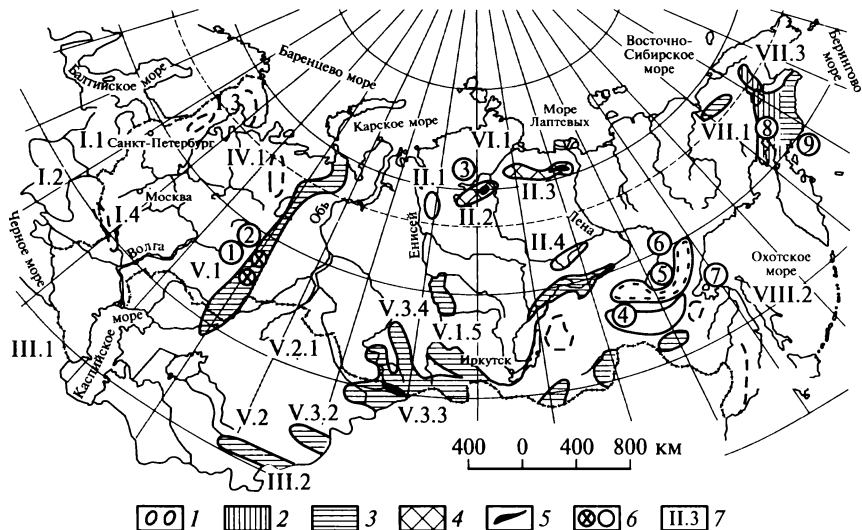


Рис. 6.71. Схема провинций и районов распространения россыпей платиновых металлов в России и других стран СНГ (по А. Н. Мочалову, 2004 г.): 1—5 — граница и площади распространения россыпей различных минералогеохимических типов (1 — платинового, 2 — рутенплатосмиридового, 3 — рутениридосмиридового, 4 — иридосмиридового, 5 — иридисто-платинового); 6 — россыпные месторождения платиновых металлов; 7 — номера провинций и районов россыпей платиновых металлов: I — Восточно-Европейской платформы: 1 — Белорусской гряды, 2 — Приднепровской возвышенности, 3 — Балтийского щита, 4 — Среднерусской возвышенности, 5 — Смоленско-Московской возвышенности, 6 — Верхне-Камской возвышенности; II — Сибирской платформы: 1 — плато Норильска, 2 — плато Путорана, 3 — Анабарского плато, 4 — Вилюйского плато, 5 — Приленского плато, 6 — Алданского щита; III — Среднеземноморского геосинклинального складчатого пояса; IV — Тиманской складчатой системы; V — Урало-Охотского складчатого пояса; VI — Таймыро-Североземельской складчатой системы; VII — Верхояно-Чукотской области; VIII — Западно-тихоокеанского пояса

Единственное в мире морское россыпное месторождение платины — позднеплейстоценовая россыпь в заливе Гудньюс на западе Аляски, имеющая аллювиальное происхождение и продолжающаяся с континента на шельф. Коренной источник — ультрабазитовый массив. Содержание платины 25 г/м^3 , запасы оценены в 75—150 т.

Платиноиды установлены также в древних погребенных и метаморфизованных россыпях. Примером могут служить метаморфизованные конгломераты дельтовых россыпей месторождения Витватерсранд, в которых содержатся осмистый иридий, платинистый иридий, сперилит, бреггит и куперит.

Нетрадиционными перспективными источниками платиноидов могут служить: ЖМК, содержащие 0,14—0,16 г/т платины, около 0,3 г/т — корки и нодулы; глубоководные сульфиды — 0,4 г/т; платиноносные офиолитовые комплексы; платиноносные черносланцевые комплексы; хвосты обогащения руд хромитовых и платиновых месторождений; палладийсодержащие карбонатно-слюдистые и слюдистые метасоматиты в нижнепротерозойских черносланцевых вулканогенно-осадочных образованиях.

6.5. Радиоактивные металлы

В группу радиоактивных элементов, имеющих промышленное значение, входят уран, торий, радий. Рассмотрим геолого-промышленные типы месторождений урана и тория.

6.5.1. Уран

Уран в промышленных целях стал использоваться с конца 1940-х гг. Развитие ядерного оружия обусловило высокий спрос на уран в самом начале развития атомной энергетики. Потребности в уране в силу различных причин экономического и политического характера подвержены существенным колебаниям, которые определяют колебания цен на него.

Производство урана за последние годы начиная с 1988 г. систематически снижается и в настоящее время уже не обеспечивает все возрастающие потребности атомной энергетики. Производство урана в концентратах оценивается в 40,3 тыс. т в год. Наиболее крупными производителями урана являются: Канада, Австралия, Нигер, Намибия, Россия, Узбекистан, Казахстан, США, Украина, ЮАР.

В настоящее время в мире работает 441 блок АЭС, строится еще 38 блоков; потребность топлива в пересчете на природный уран составляет 65—67 тыс. т в год. Более чем по 1 000 т потребляют 12 стран, а более 2 000 т — 8 стран. Наиболее высокие потребности у США — 20 570 т, что составляет 32,5 % от мирового уровня. Далее следуют Франция (18,7 %), Япония (10,3 %), Германия (6 %), Южная Корея (4,8 %), Великобритания (3,2 %). Потребность России — 5,2 %, но сюда входит необходимость экспорта в некоторые страны СНГ и Восточной Европы. Дефицит между спросом и производством покрывается за счет складских запасов, оружейного урана и других источников. Естественное сокращение этих источников при возрастающей потребности неизбежно ведет к значительному росту цен. В ближайшие годы уран станет особо дефицитным видом энергетического сырья.

По данным на начало 2002 г. разведанные запасы урана стоимостной категории до 80 долл./кг оцениваются в 2 500 тыс. т.

Наиболее крупными запасами (более 100 тыс. т) владеют восемь стран: Австралия — 667; Казахстан — 433; Канада — 314,5; ЮАР — 231; Бразилия — 162; Намибия — 144; Россия — 138; США — 104.

В России в настоящее время действует только одно предприятие, разрабатывающее Стрельцовскую группу месторождений в Читинской области. Оно производит 2,5 — 3,0 тыс. т урана в год, что покрывает менее половины потребности АЭС России.

К крупным относятся месторождения урана с запасами более 10 тыс. т, к мелким — менее 1 тыс. т.

Кларк урана в земной коре — $2,5 \cdot 10^{-4}\%$, при этом он закономерно увеличивается от ультраосновных ($3 \cdot 10^{-7}\%$) к основным ($5 \cdot 10^{-5}\%$) и кислым ($3,5 \cdot 10^{-4}\%$) породам. Из более чем 100 урановых минералов наибольшее промышленное значение имеют уранинит (настуран, урановая смолка) и его аморфная разновидность — урановая чернь. В различных типах руд присутствуют также браннерит, давидит, ураноторит, уранофан, коффинит, отенит, торбернит, карнотит.

Основным показателем качества руд служит содержание в них урана. По содержанию U (%) выделяются пять сортов руд: очень богатые (>1); богатые (1,0—0,5); средние (0,5—0,25); рядовые (0,25—0,1); бедные (<0,1).

Урановые месторождения различных генетических типов известны на всех континентах. Закономерности их размещения и условия формирования определяются историей геологического развития земной коры (рис. 6.72).

Месторождения урана формировались в широком временном диапазоне от докембрия до четвертичного периода. Они располагаются в протогоеосинклинальных поясах и областях тектономагматической активизации древних платформ. Они известны в разнообразных формациях геосинклинально-складчатых поясов, на срединных массивах и в их обрамлении. Крупные месторождения формируются в осадочных породах платформенного чехла.

В. И. Смирнов отмечал, что для геологической истории формирования урановых месторождений характерны две черты. Во-первых, тяготение эндогенных месторождений к жестким блокам региональных геологических структур — интрагеоантиклиналям, срединным массивам, консолидированным областям завершённой складчатости, платформам — и связанный с этим контроль их размещений крупными разломами. Во-вторых, совмещение площадей осадочного и последующего гидротермального рудообразования, указывающее на возможность заимствования части рудообразующих веществ эндогенных месторождений из осадочных комплексов. При этом не отрицается роль самостоятельных глубинных магматогенных порций рудообразующего урана.

Урановые месторождения весьма разнообразны по условиям залегания, обстановкам локализации руд, генезису. Промышлен-

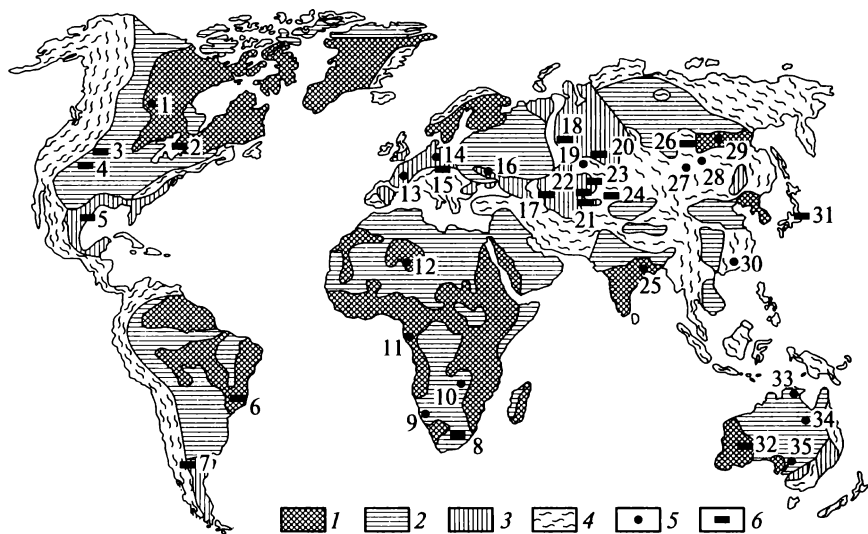


Рис. 6.72. Основные районы распространения урановых месторождений (по В. Е. Бойцову, 2005):

1 — щиты древних платформ; 2 — чехол древних платформ; 3 — чехол молодых платформ; 4 — складчатые пояса; *районы урановых месторождений*: 5 — эндогенных, 6 — экзогенных (1 — Атабаска, 2 — Блайнд-Ривер, 3 — Вайоминг, 4 — плато Колорадо, 5 — Техас, 6 — Сьерра-де-Жакобина, 7 — Сьерра-Пинтада-Маларгуэ, 8 — Витватерсранд, 9 — Россинг, 10 — Замбийско-Заирский, 11 — Габон, 12 — Агадес, 13 — Центрально-Французский, 14 — Рудногорский, 15 — Лабский, 16 — Центрально-Украинский, 17 — Прикаспийский, 18 — Зауральский, 19 — Северо-Казахстанский, 20 — Семизбайский, 21 — Чу-Сарысуйский, 22 — Сыр-Дарьинский, 23 — Центрально-Кызыл-Кумский, 24 — Верхнеилийский, 25 — Сингбум, 26 — Витимский, 27 — Дорнотский, 28 — Стрельцовский, 29 — Центрально-Алданский, 30 — Юго-Восточный Китай, 31 — Хонсю, 32 — Йиллирри, 33 — Аллигейтор-Риверс, 34 — Маунт-Айза, 35 — Олимпик-Дам)

ные типы урановых месторождений могут быть разделены на три серии: эндогенную (альбититовые, плутоногенные гидротермальные, вулканогенные гидротермальные); экзогенную (осадочные, инфильтрационные); метаморфогенную (метаморфизованные месторождения различного типа). Эта типизация не является общепризнанной: почти все типы урановых месторождений — объекты оживленных дискуссий. Более всего споров существует вокруг генезиса месторождений, источников урана, роли процессов преобразования и т. д.

Некоторые месторождения и их типы можно отнести к полигенным образованиям. Наибольшее значение в экономике имеют месторождения четырех геолого-промышленных типов: 1) тип «несогласия» дает более 40 % добычи; 2) «песчаниковый» тип —

24,5 %; 3) медно-золотой и золотой с попутной добычей урана — 13,6 %; 4) жильно-штоковерковый тип — 10,8 %.

Альбититовые месторождения известны среди древних метаморфических комплексов, где приурочены к зонам щелочного метасоматоза. К ним относятся месторождения двух смежных районов Украинского кристаллического щита: Кировоградского (Северинское, Мичуринское) и Криворожского (Желтоводское и Первомайское). Месторождения связаны с процессами раннепротерозойской протоактивизации.

Месторождения Кировоградского района — собственно урановые альбититовые, приурочены к крупной меридиональной тектонической зоне, разделяющей поле развития протерозойских гранитов и площадь распространения архейских гнейсов. В зоне развиты калиевые граниты, пегматитовые жилы, зоны катаклаза и милонитизации, в которых и залегают ураноносные альбититы. Наиболее крупные тела ураноносных натровых метасоматитов локализируются в изгибах милонитовых зон, в местах сочленения с ними разрывных нарушений северо-западного простирания, но особенно в тектонических блоках, в которых гнейсы, граниты и пегматиты многократно чередуются.

Граниты в большинстве случаев образуют согласные тела. Размеры тел и степень насыщенности ими гнейсов изменяются в широких пределах. В некоторых случаях наблюдается многократное чередование относительно маломощных (1—30 м) гранитных тел и гнейсов, причем на долю гнейсов приходится около половины объема.

Зоны бластомилонитов и бластокатаклазитов накладываются на гнейсы, чередующиеся с гранитами и пегматитами.

На Мичуринском месторождении ураноносные натровые метасоматиты развиваются за счет всех пород — гнейсов, гранитов, мигматитов, бластомилонитов, милонитов и катаклазитов. Пространственное размещение ураноносных альбититов определяется морфологией гранитных тел в комбинации с пегматитовыми жилами и зонами милонитов и катаклазитов. Главная масса натровых метасоматитов и соответственно уранового оруденения приурочена к блоку гнейсов, насыщенному маломощными гранитными жилами и ограниченному сверху и снизу более крупными залежами гранитов.

На месторождении выделяются два основных типа рудных тел: а) приуроченные к послойным телам альбитизированных гранитов и пегматитов, залегающих среди гнейсов; б) размещающиеся среди крупных тел гидротермально измененных гранитов.

Натровые метасоматиты, как правило, наследуют текстурно-структурные особенности исходных пород и подразделяются на два основных типа: 1) эгирин-рибекитовый; 2) эпидот-хлоритовый.

Рудные минералы равномерно распределены в альбититах. В составе руд присутствуют уранотитанаты, настуран, уранинит, коффинит, уранофан и др.

По В. И. Казанскому и Н. П. Лаверову, ураноносные натровые метасоматиты и вмещающие их гнейсы, порфирировидные калиевые и среднезернистые граниты имеют близкий возраст — около 1,8—2 млрд лет. Ураноносные альбититы возникли в обстановке небольших глубин после зеленокаменного изменения ультраметаморфогенных пород и принадлежат к числу среднетемпературных гидротермальных образований.

Месторождения Криворожского района относятся к железоурановому типу, связанному с натровыми и карбонатными метасоматитами.

По В. И. Казанскому и Н. П. Лаверову, железорудная формация, вмещающая урановые руды, подразделяется на три свиты.

Нижняя сланцево-кварцитовая свита представлена слюдяными кварцитами, метааркозами и метаконгломератами, слюдяными, биотит-полевошпатовыми сланцами и амфибол-биотитовыми лептитами. С ней связаны урановые рудопроявления, отождествляемые с ураноносными конгломератами.

Средняя таконитовая свита образована выдержанными по простиранию горизонтами куммингтонитовых, куммингтонит-биотитовых и биотитовых сланцев, магнетитовых, магнетит-гематитовых и гематитовых джеспилитов. Комплексные железоурановые руды залегают среди богатых гематит-магнетитовых железных руд.

Верхняя доломит-лептитовая свита сложена лептитами, микросланцами, графитовыми сланцами с прослоями доломитовых мраморов, доломитсодержащих и диоксидовых кварцитов. Урановые руды в верхней свите приурочены к лептитам и доломитам.

Железистые кварциты, вмещающие урановое оруденение, интенсивно дислоцированы, при этом складчатые структуры играют ведущую роль в локализации урановых месторождений, среди которых выделяют три типа: месторождения в замковых частях изоклинальных складок; месторождения в участках флексурных перегибов на крыльях складок; месторождения в зонах продольных послойных и секущих разломов на участках моноклиналиного залегания железистых кварцитов.

Для урановых месторождений в железистых кварцитах характерно интенсивное проявление метасоматических процессов, протекавших в четыре стадии: 1) железорудная — формирование богатых железорудных тел; 2) щелочно-силикатная — формирование альбититов и других натровых метасоматитов; 3) карбонатная — образование железокарбонатных метасоматитов; 4) кварцевая — образование вторичных кварцитов, не содержащих урановой минерализации.

В рудных телах выделяются четыре урановые минеральные ассоциации: апатит-малаконовая, уранинит-ненадкевитовая, уранинитовая и настурановая.

Апатит-малаконовая ассоциация распространена среди щелочных метасоматитов и тяготеющих к контакту с ними карбонатных метасоматитов. Уранинит-ненадкевитовая минерализация распространена в зонах щелочного метасоматоза среди альбититов, реже эгиринитов и альбитизированных сланцев. Уранинитовая минеральная ассоциация характерна для карбонатных метасоматитов, расположенных среди богатых железом пород. Настурановая минеральная ассоциация имеет подчиненное значение.

К этой группе В. И. Смирнов отнес и крупное месторождение Россинг в Намибии, связанное с калишпатовыми метасоматитами. Вмещающие руду пегматоидные граниты, именуемые аляски-тами, возникли в результате анатексиса кварц-полевошпатовых отложений. Источником урана в них послужили подвергшиеся замещению ураноносные аркозовые песчаники.

Плутогенные гидротермальные месторождения представлены многочисленными жильными образованиями, связанными с гипабиссальными гранитоидами. Они формировались во все эпохи начиная с протерозоя. Среди разнообразных объектов этого типа наиболее известны упомянутые ранее (см. подразд. 6.4.2) месторождения пятиэлементной формации (Яхимовское), серебряно-полиметаллической формации (Пршибрам). В настоящее время промышленное значение этого типа невелико.

Вулканогенные гидротермальные месторождения, связанные с комплексами вулканических пород кислого состава, разнообразны по структурной приуроченности, составу руд, характеру изменения вмещающих пород. В эту группу объединяются урановые месторождения, связанные с дайковыми поясами, субвулканическими телами, экструзивными образованиями. Общей их чертой является формирование в результате поствулканической деятельности.

Ишимское месторождение (Северный Казахстан), по данным В. И. Казанского, Н. П. Лаверова, Р. Г. Язикова и других геологов, располагается на склонах крупного разрушенного эрозией палеовулкана в дайковом поясе. Кроме даек здесь установлены сложные тела андезитов, дацитов и трахидацитов, эруптивных брекчий этих пород и небольшие массивы гипабиссальных сиенитдиоритов и диоритов. Ведущая роль принадлежит дайкам диоритового состава.

На месторождении выделяются три системы разрывов: крутопадающие продольные, согласные по ориентировке с поясом даек; крутопадающие, поперечные по отношению к нему; пологопадающие межформационные разрывы. Амплитуды перемещения по разрывам, как правило, незначительны. В пределах месторожде-

ния выявлено 15 рудных тел. Основные рудные тела располагаются в послонных разрывах, на участках, где они пересекают серии сближенных крутопадающих даек (рис. 6.73). Структура послонных разрывов зависит от вмещающих пород. В толще осадочных отложений они представлены компактными тектоническими швами. На участках, где эти разрывы пересекают крутопадающие дайки, возникают сложные системы трещин, сопровождаемые брекчиями. Мощность нарушенных пород в таких участках увеличивается в несколько раз, здесь же располагаются и промышленные урановые руды.

По форме рудные тела напоминают пластовые залежи. Они имеют пологое падение, незначительную мощность и, как правило, вытянуты в виде лент вдоль поверхностей послонных разрывов. Ширина рудных залежей определяется мощностью даек. Средняя мощность рудных тел 1—6 м. Размеры по падению и простиранию соответственно 20—1100 и 10—750 м. Глубина залегания кровли рудных тел 0—200 м.

Рудные тела сопровождаются ореолами березитизации мощностью в десятки метров.

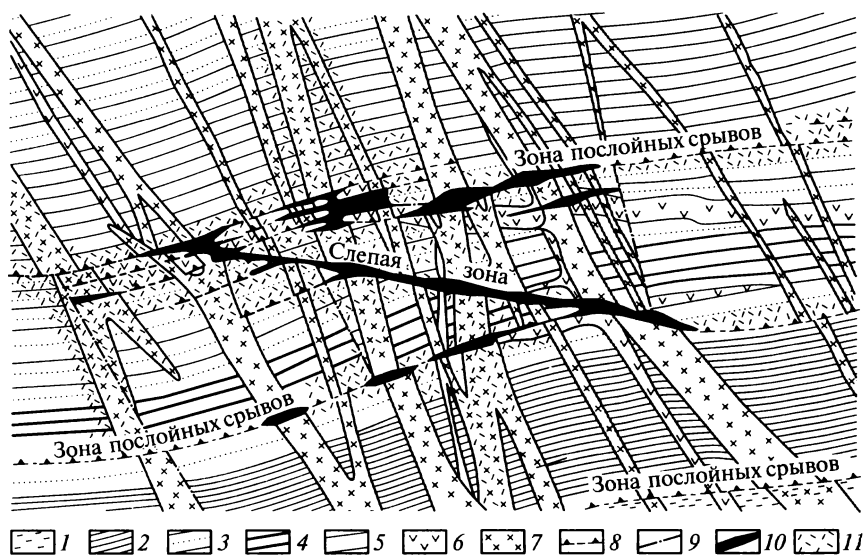


Рис. 6.73. Морфология и структура рудных тел Ишимского месторождения (по В. И. Казанскому, Н. П. Лаверову, 1974):

1 — песчаники среднезернистые, толстослоистые; 2 — переслаивание среднезернистых песчаников и алевролитов; 3 — песчаники среднезернистые с прослоями алевролитов; 4 — тонкое переслаивание мелкозернистых песчаников и алевролитов; 5 — аргиллиты и алевролиты; 6 — дайки диоритов; 7 — спессартиты; 8 — разрывные послонные нарушения; 9 — разрывные секущие нарушения; 10 — рудные тела; 11 — березитизированные породы

Руды комплексные молибден-урановые, среднее содержание урана 0,204 %, молибдена — 0,066 %, присутствуют таллий — до 0,008 %, цирконий — до 0,02 %, стронций, мышьяк, титан. Текстуры руд: тонковкрапленная, прожилковая, брекчиевая. Руды сложены настураном, коффинитом, уранофаном, молибденитом, которым сопутствуют сульфиды железа, меди, цинка, прожилки апатита. Месторождение среднее по запасам.

Месторождение Аксу (Северный Казахстан) приурочено к палеозойскому складчатому обрамлению срединного массива. Оно связано с субвулканическим интрузивом, сложенным породами среднего и основного состава. Месторождение локализовано в узле сопряжения крупных разломов краевой зоны срединного массива (рис. 6.74). Урановые руды располагаются здесь в раннепалеозойских туфогенно-осадочных отложениях, прорванных более поздними субвулканическими телами андезитов, диоритов и дайками средних и основных пород.

В геологическом разрезе района месторождения выделяются две толщи. Нижняя кембрийского возраста сложена спилитами и диабазами. Верхняя ордовикского возраста образована переслаивающимися туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами и известняками, смятыми в линейные складки.

Субвулканический интрузив прорывает обе толщи и имеет сложную морфологию, которая во многом определяется его приуроченностью к межформационному разлому. Центральная часть интрузива сложена андезито-базальтами, андезитами и андезито-дацитами, а краевые зоны — эруптивными брекчиями этих же пород. Андезиты и андезито-базальты прорываются гипабиссальными телами гранодиоритов, дайками микродиоритов и лампрофиров. Структура месторождения определяется благоприятным сочетанием вулканических элементов с разрывами и складчатыми дислокациями.

Рудные тела сосредоточены в экзоконтактной зоне интрузива андезитов. Они располагаются в туфогенно-осадочных породах, обрамляя тело андезитов.

По условиям локализации и структуре выделяются: 1) секущие рудные тела, приуроченные к крупным прямолинейным разрывам и трещинам их оперения; 2) согласные рудные тела, локализованные в послонных разрывах, особенно в местах изгиба крыльев складок.

Наиболее распространены согласные рудные тела, локализованные в толще переслаивания алевролитов и песчаников. По форме согласные рудные тела близки к седловидным жилам или линзообразным залежам. Секущие рудные тела имеют форму сложных жил и линз и локализованы в разрывах в контактовой зоне туфогенно-осадочных пород с интрузивом андезитов.

Основные рудные минералы — настуран, коффинит, молибденит.

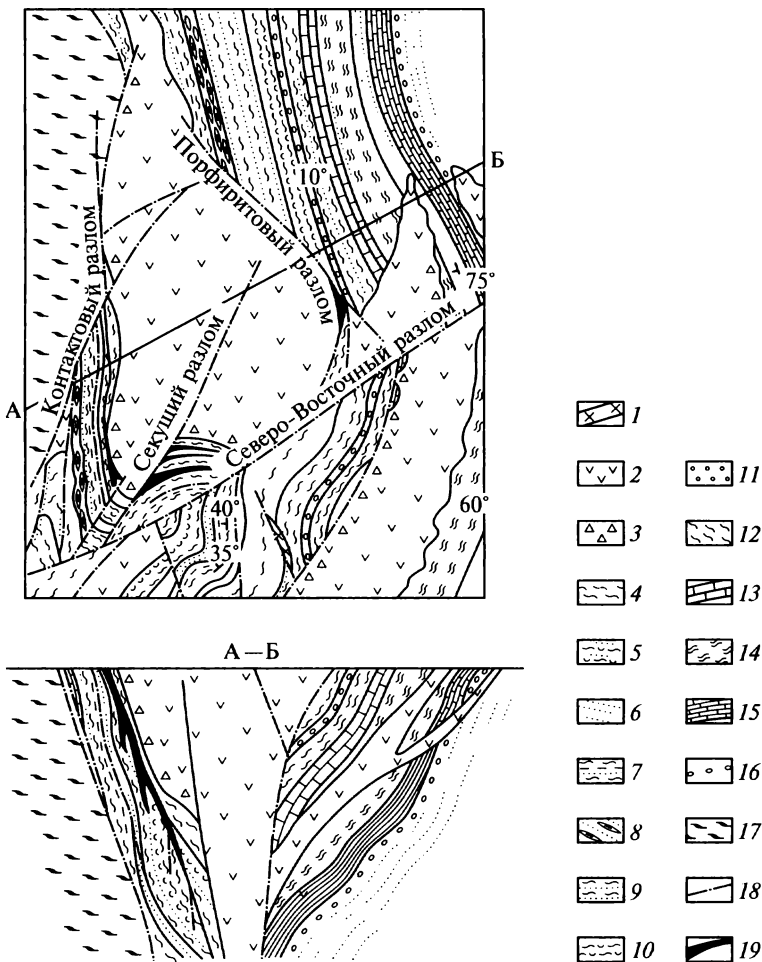


Рис. 6.74. Схема геологического строения молибден-уранового месторождения (по А. И. Зачерньюку и др., 1970):

1 — дайки среднего состава, вулканогенные породы; 2 — андезитовые порфириды, андезито-базальты, андезито-дациты; 3 — лавобрекчии и туфы андезитовых порфиритов; 4—14 — туфогенно-осадочные породы верхней толщи (4 — слоистые туфоалевролиты, 5 — пачка переслаивающихся алевролитов, песчаников и мелкообломочных туфов, 6 — туфопесчаники, 7 — пачка тонкопереслаивающихся туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов, 8 — линзообразные известняки и туфопесчаники, 9 — туфопесчаники с редкими прослоями туфоалевролитов, 10 — пачка переслаивающихся туфопесчаников и туфоалевролитов, 11 — мелкообломочные туфоконгломераты, 12 — пачка переслаивающихся туфоалевролитов и туфоалевропесчаников, 13 — слоистые известняки, 14 — пачка переслаивающихся туфопесчаников и туфоалевролитов); 15 — тонкослоистые известняки; 16 — песчаники и мелкообломочные конгломераты; 17 — породы нижней толщи, диабазы и спилиты кембрия; 18 — разрывные нарушения; 19 — рудные тела

Размеры рудных тел по простиранию 15—170 м, по падению 10—350 м, средняя мощность 7—9 м. Руды молибден-урановые; среднее содержание урана 0,102 %, молибдена — 0,050 %, тория — до 0,001 %. Присутствуют Zr, Sr, примесь Cu, Zn, Pb, As.

Стрельцовское месторождение относится к числу объектов, связанных с риолит-гранитовой формацией.

Месторождение расположено в кальдерной депрессии, возникшей в краевой зоне срединного массива на своде купольного поднятия (рис. 6.75). В основании депрессии залегают раннепалеозойские граниты и сложные покровы лав и лаваагломератов андезитового состава. Рудовмещающие вулканогенные отложения представлены игнимбритами, туфами и туфобрекчиями риолитов позднего палеозоя. Значительную часть разреза слагает куполовидный покров кварцевых порфиров. На андезитах залегают осадочно-вулканогенные отложения — туффиты, туфогенные песчаники и агломераты.

Субвулканические дайки гранодиорит-порфиров, риолитов и гранит-порфиров образуют протяженный прямолинейный пояс, выходящий за пределы депрессии. Некоторые из даек по восстанию переходят в небольшие лакколитовые тела, не имеющие выхода на поверхность. Самыми поздними магматическими образованиями являются послевулканические дайки лампрофиров и диабазов, которые образуют узкие пояса, локализованные в зонах сквозных разрывов.

Рудные тела отчетливо тяготеют к скрытым субвулканическим дайкам фельзитов. Среди них выделяются три типа: 1) жильные рудные тела; 2) линейные штокверки; 3) «пластовые» рудные залежи.

Жильные рудные тела преимущественно развиты на верхних горизонтах месторождения, линейные штокверки — на средних и «пластовые» — на нижних.

По минеральному составу руды месторождения разделяют на два типа: малосульфидные настурановые и сульфидно-настурановые, содержащие в значительных количествах галенит и молибденит. Малосульфидные руды в основном характерны для жильных рудных тел верхней части месторождения, сульфидные преимущественно развиты на нижних горизонтах. Они слагают штокверки и «пластовые» рудные залежи.

Рудные тела месторождения образованы в три стадии. В первую сформировались небольшие жилы, прожилки и линзы кварц-гемагнит-полевошпатового состава, пространственно тяготеющие к кислым эффузивам. Альбит-кальцитовые жилы и прожилки второй стадии содержат (кроме альбита и кальцита) флюорит, апатит, кварц, пирит и в редких случаях барит. Самыми поздними и наиболее распространенными являются рудные настурановые жилы и прожилки третьей стадии. Минералы рудной стадии принадле-

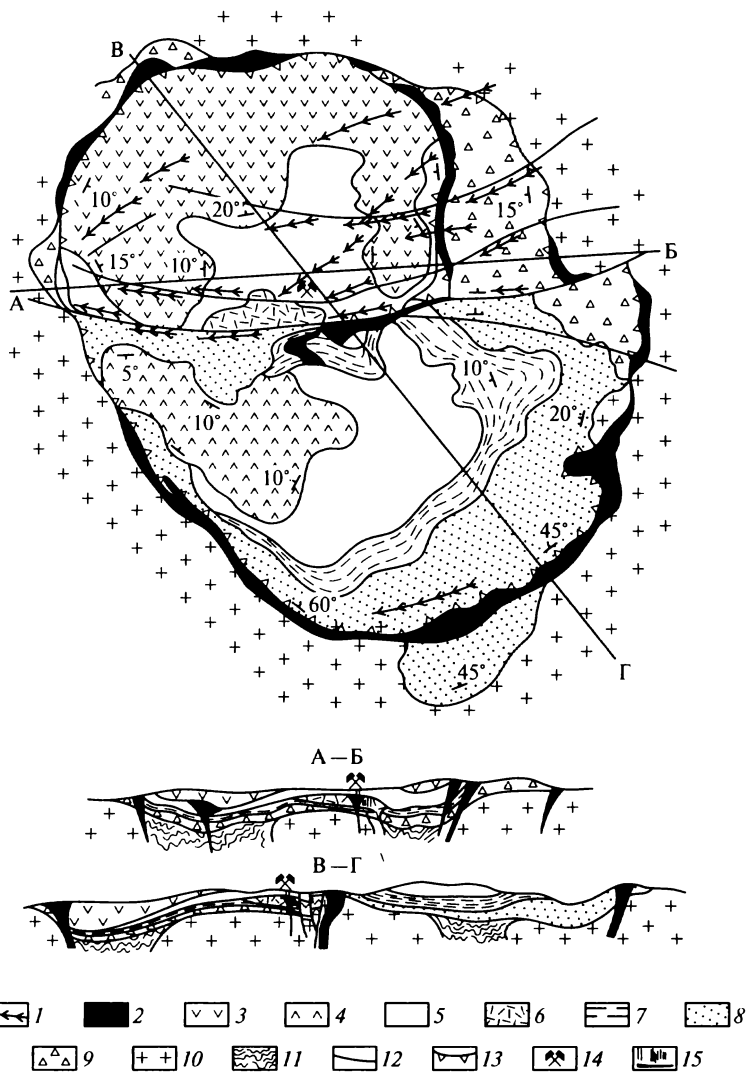


Рис. 6.75. Геологическое строение вулканической депрессии и положение уранового месторождения (по В. И. Казанскому, Н. П. Лаврову, 1974):

1 — дайки гранит-порфиров, диабазов и лампрофиров; 2 — экструзивы липаритов и гранит-порфиров; 3 — покровы туфов и игнимбритов липаритового состава; 4 — купол фельзитов; 5 — туфы и брекчии липаритов пирокластической толщи; 6 — купол кварцевых порфиров; 7 — туфы и игнимбриты липаритов; 8 — туфопесчаники, туффиты и туфы дацитов; 9 — лаваогломераты андезито-базальтов; 10 — гранитоиды; 11 — метаморфические сланцы основания; 12 — прямолinéйные сквозные разломы; 13 — дуговые разломы кальдеры; 14 — урановое месторождение; 15 — рудные тела (жилы, линейные штокверки и «пластовые» залежи)

жат к двум основным парагенетическим ассоциациям. В раннюю были отложены настуран, коффинит, кальцит, гетит, пирит и некоторые другие минералы, а в позднюю — настуран, молибденит (иордизит), галенит, сфалерит и серицит.

Геологические данные и результаты определения абсолютного возраста свидетельствуют о незначительном разрыве во времени между вулканической деятельностью, внедрением поздних даек и гидротермальным процессом, приведшим к формированию руд.

Анализ палеогеографической обстановки периода рудообразования показывает, что месторождение было образовано на незначительной глубине. Верхние части рудных жил сформировались в 300—500 м, а нижние пластообразные залежи в 1 000—1 200 м от поверхности.

По данным В. И. Малышева и В. Л. Барсукова, рудообразующие растворы ранней стадии имели температуру, не превышавшую 310—340 °С, стадии альбитизации — 190—250 °С; основная часть настурана и сопровождающих его минералов отлагалась из растворов, имевших температуру 180—90 °С.

Осадочные месторождения урана весьма разнообразны. Поведение урана в осадочном процессе определяется окислительно-восстановительной обстановкой. Подвижные соединения урана могут восстанавливаться, сорбироваться и таким образом накапливаться на участках осадкообразования. Основными восстановителями и сорбентами являются: карбонаты, фосфаты, цеолиты, твердые битумы, углистое вещество, растительные остатки, оксиды железа. Накопленное таким образом рудное вещество претерпевает преобразования и перегруппировку в стадию диагенеза; возникают осадочно-диагенетические месторождения. Среди них выделяют морские и континентальные. Первые представлены осадочными месторождениями в карбонатных породах, углисто-кремнистых сланцах, фосфатных образованиях. В континентальных условиях образуются месторождения в торфяниках, лигнитах, бурых углях, в конгломератах и песчаниках. За редким исключением осадочные месторождения отличаются крупными ресурсами, но убогим содержанием и не представляют интереса для промышленности. Промышленные месторождения на базе первично осадочных скоплений могут возникнуть в процессе последующих преобразований — метаморфических, инфильтрационных процессов и т. д. Но в этих случаях они относятся к иным генетическим типам.

Одним из редких примеров осадочных промышленных месторождений являются залежи фосфатизированных костных остатков рыб в верхнеолигоценовых глинах Мангышлака.

Месторождение Меловое находится на территории Южного Мангышлака. Это уникальный тип осадочных месторождений, не известный в других районах мира. Месторождение представляет

собой огромное скопление костного детрита рыб, которое является необычным органогенно-фосфатным (сульфидно-фосфорно-ураново-редкометалльным) месторождением.

Меловое является наиболее крупным из серии подобных объектов, расположенных в пределах Карагинского рудного поля (входящего в состав Прикаспийской ураново-редкометалльной провинции). По данным детальных исследований А. А. Шаркова, месторождение характеризуется следующими особенностями. Рудные тела залегают в верхнеолигоценовых отложениях и приурочены к мульдообразным прогибам или промоинам. Рудовмещающие породы («рыбная пачка»), заключающие в себе все известные на Южном Мангышлаке органогенно-фосфатные месторождения, сложены темными микроштриховатыми глинами, обогащенными остатками рыб (0,5—1,0 см), бурыми чешуйками органического вещества и тонкодисперсным пиритом. Рудная залежь ураноносного костного детрита рыб протягивается на 16—18 км, ширина ее изменяется от 1,5—2 до 6—7 км. Тело залегают почти горизонтально, с пологим падением на северо-запад. Компактная часть залежи (0,5—0,7 м) выходит на дневную поверхность, а на глубине расслаивается по типу «конского хвоста», достигая мощности 8—10 м, и погружается на глубину до 180—200 м (рис. 6.76).

В рудной залежи выделено четыре пласта, различающихся составом, распределением костного детрита, содержанием полезных компонентов. В общем рудные пласты и прослои представлены микро- или тонкослоистой глинистой породой почти черного цвета, насыщенной мелко раздробленными косточками и чешуйками рыб (до 20—30 %) и тонкодисперсным «сажистым» пири-

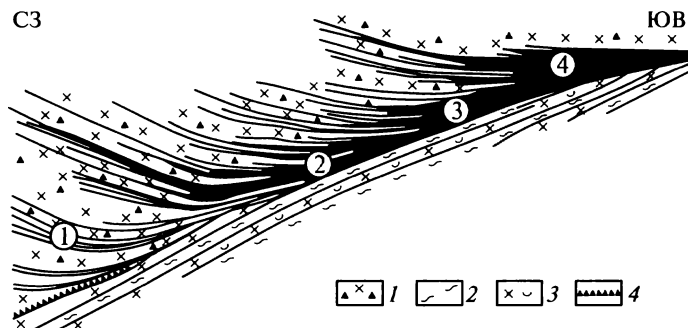


Рис. 6.76. Продольный разрез рудной залежи месторождения Меловое (по А. А. Шаркову, 2005):

1—3 — глины (1 — темные обогащенные остатками рыб и тонкодисперсным пиритом, 2 — светлые (белесые) с ходами илоедов, 3 — темные с редкими рассеянными остатками рыб); 4 — сульфидный прослой; 1—4 — рудные пласты (цифры в кружках)

том (до 35—40 %). В некоторых пластах присутствуют очень крупные кости (до 10—12 см) и позвонки (до 15—25 см) китообразных млекопитающих, многочисленные зубы акул (1—5 см), обломки обугленной древесины (20—30 см), слуховые кости китов (до 5 см), стяжения и окатанные гальки фосфоритов (до 2 см), кварца (0,5—1,0 см) и редкие кости птиц (до 5 см). Подобный материал часто пропитан баритом и целестином.

В юго-восточной части месторождения обнаружены целые скелеты древних китов размером до 3—4 м и сплюснутые стволы деревьев — до 6—8 м.

Основной особенностью строения рудной залежи является ритмичное накопление ураноносного костного детрита. Содержание урана в рудных залежах колеблется от 0,03 до 0,2 %; максимальное обогащение ураном свойственно тонко измельченному костному детриту.

Рудная залежь формировалась в шельфовой зоне, рельеф области осадконакопления был осложнен обширной отмелью. Ежегодное естественное отмирание и периодическая массовая гибель рыб обусловили накопление огромного количества отмершей ихтиофауны. Периодическое воздымание отмели на фоне общего погружения бассейна обусловило многократный переыв органического материала.

По мнению М. Н. Альтгаузена, это собственно седиментационные месторождения с концентрацией урана на стадии раннего диагенеза.

В. И. Казанский, Н. П. Лаверов констатируют, что в локализации рудных залежей намечаются следующие закономерности: они развиваются близ зон конседиментационных положительных платформенных структур, точнее на их пологих склонах; эти поднятия в период накопления ураноносного костного детритуса имели куполообразную или вытянутую форму и представляли собой пологие острова или подводные мели; участки самих залежей возможно представляли собой пологие депрессии на склонах положительных структур; компактные части залежей расположены ближе к апикальным частям поднятий, где общая мощность рудовмещающей толщи относительно меньше, чем в удалении от поднятий; многие считают, что в процессе формирования залежей существенное значение имели более или менее постоянно ориентированные течения, о чем свидетельствуют внутриформационные размывы, почти полное отсутствие целых скелетов рыб и сортировка костного материала по гранулометрическому составу.

Основным носителем урана являются обломки скелетов, плавников и чешуи рыб, состоящие из карбонат-фторапатита. Структурные поры костей заполнены органическим веществом с повышенным содержанием урана, а также карбонатами, сульфидами, гидрослюдами и реже целестином. Наряду с ураном в костном

веществе отмечены высокие содержания скандия, иттрия, иттербия, церия и других редких земель. Незначительная часть урана связана с обуглившимися растительными остатками. В скоплениях пирит-мельниковита иногда наблюдаются мельчайшие выделения свободных оксидов урана.

По мнению М. Н. Альтгаузена, причиной массовой гибели рыб могла быть вулканическая деятельность. Об этом говорят совпадение во времени возникновения новых островов и массовой гибели рыб, повышенные концентрации мышьяка в ураноносных залежах, присутствие в них пеплового материала, указания на синхронный вулканизм в смежных областях.

Источником урана и редких земель считаются вулканические очаги, которые вероятно функционировали в соседних районах.

Запасы месторождения оценивались в 44 тыс. т, количество костного детрита составляло несколько десятков миллионов тонн.

Среди *инфильтрационных месторождений урана*, по В. И. Смирнову, различаются фанерозойские и протерозойские образования.

Фанерозойские инфильтрационные месторождения, известные под названием «песчаниковые», возникают в результате пластовой инфильтрации вадозных вод. Все эти месторождения располагаются в районах пустынного и пустынно-степного климата. Пластовое окисление развивается в сероцветных породах в тех случаях, когда по ним движутся напорные воды, содержащие кислород. В плане и разрезе окисленные породы имеют форму языков, вытянутых по направлению движения пластовых вод. Процесс развивается на значительную глубину и приводит к осаждению урана в области выклинивания зон пластового окисления.

В строении инфильтрационных месторождений выделяют три зоны: а) тыловая зона окисления и выщелачивания; б) центральная зона вторичного рудоотложения; в) передовая зона неизменных пород.

Зона окисления характеризуется повышенным содержанием кислорода, что определяет переход урана, содержащегося в породах в повышенных или даже фоновых количествах, в подвижную форму и миграцию его в водном растворе. Зона вторичного рудоотложения — восстановительный геохимический барьер, на котором осаждаются уран и сопутствующие ему селен, молибден и другие элементы. Зона первичных пород сохраняет исходный минеральный состав.

Процессы пластового окисления происходят под воздействием напорных вод артезианских бассейнов, поэтому они проникают до глубины 400—600 м. Рудные тела имеют причудливую серповидную форму роллов, обусловленную неравномерным течением пластовых вод. Тела размером в поперечном сечении в десятки метров протягиваются в виде полос, фиксирующих фронт пластового окисления, на десятки километров. В состав руд входят ура-

новая чернь, коффинит, селенистые сульфиды железа, самородный селен, минералы ванадия, никеля, кобальта и др.

Месторождения «песчаникового» типа широко распространены в ураново-рудной провинции Вайоминг (США). Многочисленные урановые месторождения пластово-инфильтрационного типа локализованы в меловых и палеоген-неогеновых песчано-глинистых отложениях, толщи которых залегают почти горизонтально. Это одни из наиболее крупных по запасам и добыче месторождений. В составе руд преобладают настуран и коффинит. Среднее содержание урана 0,03—0,15 % (эти руды разрабатываются методами подземного выщелачивания). Более богатые руды с содержаниями 0,2—0,3 % добываются горным способом. Глубина залегания рудных тел от нескольких метров до 300 м. Крупнейшие месторождения: провинции Шерли-Бейсин, Гэз-Хилс, Саут-Хилс, Норт-Хилс, месторождения бассейна Паудер-Ривер, Хайленд и др. К этому типу относятся среднеазиатские месторождения Кызылкумского района, месторождения Чу-Сарысуйской провинции Казахстана и др.

Месторождения района Хайленд приурочены к озерно-аллювиальным отложениям палеоцена и раннего эоцена, мощность которых достигает 1 500 м. Вмещающая толща сложена серыми и бурыми песками, алевритами и глинистыми, иногда слабосцементированными. Присутствуют тонкие слои углистых глин и маломощные прослои углей.

Рудные тела месторождений локализованы в «песчаниках Хайленд» — сравнительно выдержанном горизонте слабо литифицированных аллювиальных песков с органическим материалом и туфогенными компонентами мощностью до 50 м. Рудовмещающий пласт подстилается и перекрывается водонепроницаемыми алевритами. Оруденение установлено на разных стратиграфических уровнях. Очень часто между неизмененными породами и рудами располагается зона «белесых пород», а в тылу ролла отмечаются лимонитовая и гематитовая зоны (рис. 6.77).

Мощности рудных тел в мешковых частях роллов колеблются от 0,5 до 5,0 м. Общая протяженность их достигает 1 000 м. Содержание урана, так же как и на других месторождениях Вайоминга, составляют 0,1—0,15 %. Характерная особенность первичного оруденения в песчаниках Хайленд — наличие убогих (с содержанием 0,04—0,08 % U) руд, ареал распространения которых во фронтальной части роллов составляет несколько сотен метров.

Урановые минералы представлены в основном коффинитом и тонкодисперсными оксидами урана, образующими очень тонкие и сложные сростания. Распределение сопутствующих урану элементов в рудных телах аналогично распределению на других месторождениях этого типа (см. рис. 6.77). В рудной зоне наблюдается обильный пирит, повышенные (до 0,02 %) содержания селена

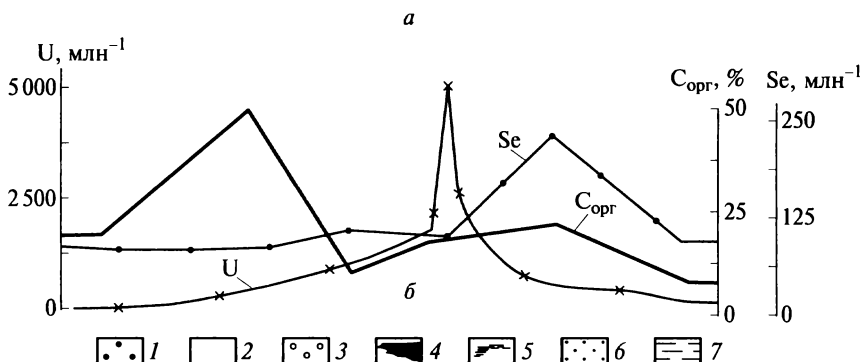
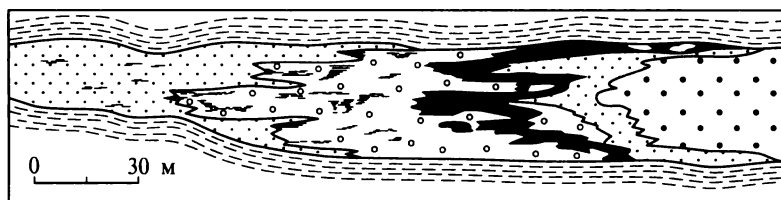


Рис. 6.77. Поперечный разрез неокисленного рудного тела района Хайленд (а) и распределение содержаний урана и сопутствующих элементов (б) (по Д. Дэвису):

зоны: 1 — гематитовая; 2 — лимонитовая; 3 — «белесая»; 4 — рудная залежь; 5 — ореол убогих руд; 6 — неизмененные песчаники; 7 — алевролиты

вдоль вогнутых границ роллов и высокие содержания сульфатной серы. Содержания ванадия не превышают 0,011 %.

Месторождение Мынкудук находится в пределах Чу-Сарысуйской ураново-рудной провинции Казахстана, в западной части структурного плато Бетпак-Дала. По материалам Н. Н. Петрова, В. Г. Язикова и других авторов (1995), рудные тела локализованы в отложениях позднего мела, которые подразделены на три рудоносных горизонта. Главный рудовмещающий горизонт на месторождении (Мынкудукский) сформировался в пределах аллювиальной системы и характеризуется ритмичным строением. Мощность горизонта меняется от 30—40 до 60—70 м. Второй горизонт также имеет ритмичное строение и отличается более грубообломочным составом отложений. Его мощность от 50—60 до 100 м. В третьем горизонте резко преобладают песчаные аллювиальные образования мощностью 50—70 м. Мынкудук расположен в Сарысуйской моноклизе, осложненной системой локальных пологих поднятий типа брахиантиклиналей и «структурных носов».

Региональная позиция месторождения определяется положением его на высоком крыле артезианского бассейна. Направление потоков подземных вод верхнемелового комплекса в целом близширотное.

Месторождение Мынкудук, приуроченное к близширотной части системы рудоносных фронтов зоны пластового окисления (ЗПО), в целом характеризуется простой морфологией рудных залежей в плане, выдержанностью их контуров по простиранию (рис. 6.78).

В поперечных разрезах рудные залежи, как правило, состоят из нескольких морфологических элементов (рис. 6.79): главного роллового тела и сателлитных тел, зачастую отторгнутых в процессе развития окисления элементов главного тела — останцов верхнего или нижнего крыла или соседнего (по вертикали) ролла. Такие рудные тела располагаются обычно в тылу ролловых тел, отделяясь от них интервалами безрудных пород. Кроме того, в виде отдельных морфоэлементов залежей обособляется оруденение, связанное с фильтрационными «окнами» и «каналами». Ролловые тела весьма разнообразны.

Всего на месторождении выявлено около 30 рудных залежей в трех горизонтах. Протяженность залежей достигает 15—20 км, ширина варьирует от 50 до 400—500 м, а в отдельных раздувах достигает 1,7 км. Мощность 2—10 м в крыльях, 20—25 м (местами более) в мешковых частях роллов.

Содержание урана от 0,015—0,02 до 0,1—0,15%, по ряду пересечений — 0,3—0,4%, а по отдельным пробам — целые проценты.

Глубина залегания подошвы рудных залежей изменяется от 175 до 430 м.

Внутреннее строение рудных залежей и характер распределения в них урана и сопутствующих элементов определяются особенностями рудоконтролирующей окислительной зональности в

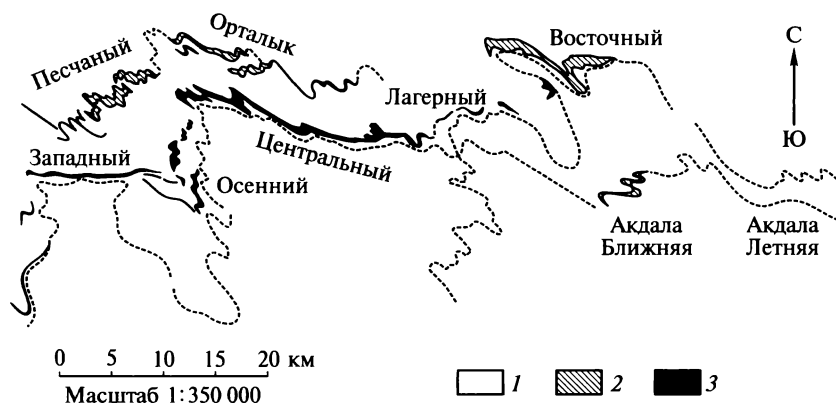


Рис. 6.78. План-карта месторождения Мынкудук (по В. Г. Языкову, 2002): 1 — горизонт Жалпакский; 2 — горизонт Инкудукский; 3 — горизонт Мынкудукский

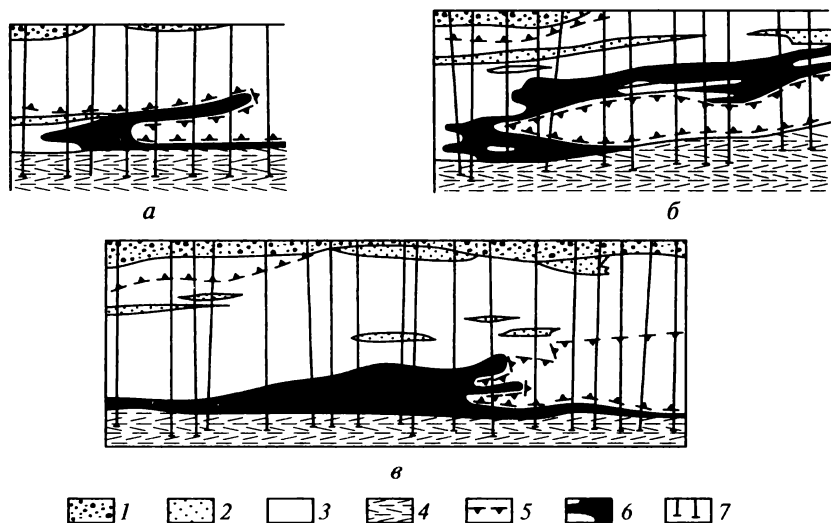


Рис. 6.79. Поперечные сечения роллов месторождения Мынкудук
(по В. Г. Язикову, 2002):

а, б, в — различные типы сечений; 1 — аллювий; 2 — песок; 3 — глины; 4 — фундамент палеозойской эры; 5 — фронт окисленных пород; 6 — ураноносные образования; 7 — скважины

области выклинивания ЗПО (на геохимическом восстановительном барьере).

По минеральному составу руды месторождения Мынкудук коффинит-настурановые: настуран в среднем составляет 66 %, коффинит — 34 %, причем роль последнего возрастает вверх по разрезу: в мынкудукском горизонте руды существенно настурановые (настуран 76 %), в верхнем — преимущественно коффинитовые (коффинит 65 %).

Руды месторождения силикатные, бескарбонатные (содержание CO_2 — десятые доли процента), редко слабокарбонатные (CO_2 от 2 до 4 %). По содержанию урана они относятся преимущественно к бедным и убогим (0,02—0,1 %), реже к рядовым (0,1—0,3 %), однако при этом рудные залежи благодаря их значительной мощности, как правило, высокопродуктивны.

Руды в основном монометалльные, но ряд рудных залежей может считаться комплексным — рениево-урановым.

Инфильтрационные месторождения в отложениях палеодолин являются своеобразной разновидностью «песчаниковых» месторождений. Месторождения этого типа широко развиты по периферии Западно-Сибирской низменности и приурочены к мезозойским речным палеодолинам. Палеодолины обычно имеют крутые борта, выровненное днище; они выполнены сложным чере-

дованием проницаемых гравелито-песчаниковых и водоупорных глинисто-алевролитовых горизонтов. Эти рудоносные комплексы обычно перекрыты более молодыми отложениями. Рудная минерализация концентрируется в различных породах — глинах, алевролитах, песчаниках, гравелитах и конгломератах. При этом в проницаемых породах сосредоточено около 70 % рудной минерализации. Рудные тела представляют собой лентообразные залежи протяженностью в несколько километров, шириной 50—300 м. Мощность до 10 м. Месторождения имеют инфильтрационную природу, о чем свидетельствуют, в частности, ролловые формы рудных тел. Вероятнее всего урансодержащие кислородные воды поступали с бортов палеодолин, и уран осаждался на контрастных геохимических барьерах.

Иногда рудоносными являются боковые притоки магистральных палеодолин. Подобные месторождения известны также на Украинском кристаллическом щите (Кировоградский и Криворожский районы), в Кокчетавском районе Казахстана, в Витимском районе. Последние приурочены к верховьям палеодолин, «врезанных» в палеозойские граниты, и локализованы в мезозойских, преимущественно сероцветных отложениях. Нередко рудоносные палеодолины бывают перекрыты покровами базальтов (Щегловское месторождение).

Далматовское месторождение расположено в пределах Зауральского поднятия. Палеодолина, вмещающая месторождение, врезана в кристаллический фундамент, сложенный риолитами и базальтами триаса, известняками и сланцами палеозоя. Два участка месторождения находятся в двух сопряженных палеодолинах, третий — в месте их слияния, четвертый — в долине левого притока (рис. 6.80). Протяженность обеих палеодолин около 10—12 км, ширина от 0,5 до 7 км, глубина вреза палеодолин в породы фундамента не более 150 м. Палеодолины имеют выровненные днища и довольно крутые борта. Весь объем речной палеодолины заполнен сероцветными аллювиальными осадками среднеюрского возраста, в которых локализованы рудные тела. Рудоносные отложения перекрываются красноцветными осадками пролювиально-озерного генезиса позднеюрско-раннемелового возраста.

В сероцветной аллювиальной толще присутствуют прослой хорошо проницаемых русловых песков, что определяет условия инфильтрации кислородсодержащих вод. Инфильтрация осуществлялась от верховьев палеодолины, которые заходят в поле развития повышенно ураноносных риолитов триаса.

Протяженность рудных залежей Далматовского месторождения достигает нескольких километров при ширине от 100 до 1 200 м. В поперечном сечении — это линзо-, пласто- и роллообразные тела мощностью от 0,5 до 12 м. Наиболее благоприятны для локализации оруденения глинистые тонкозернистые песчаники, а так-

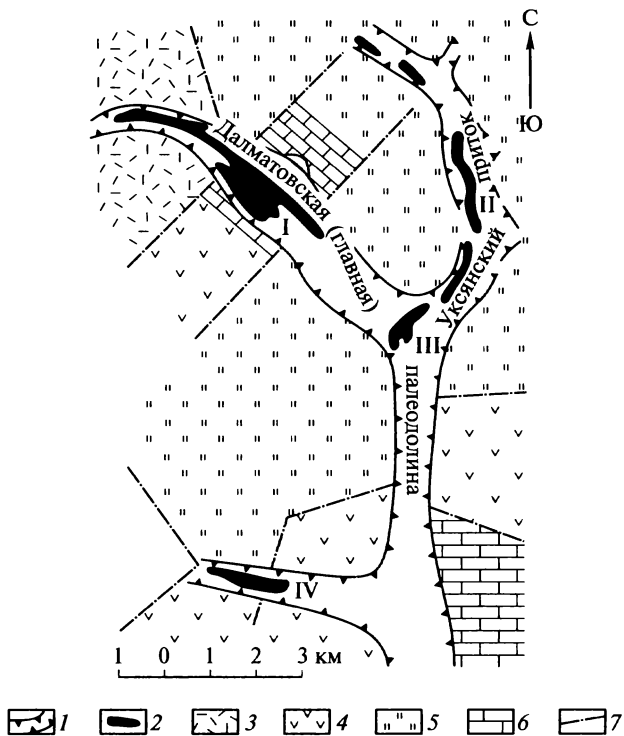


Рис. 6.80. Схематическая геологическая карта фундамента Далматовского месторождения с контурами позднеюрских речных долин и рудных залежей (по А. Б. Халезову, С. Н. Маркову, 2003):

1 — контуры Далматовской системы речных долин позднеюрского возраста; 2 — участки месторождения (I — Центральный, II — Уксянский, III — Устыуксянский, IV — Лебяжинское рудопроявление); 3—6 — породы фундамента (3 — липариты (T_1), 4 — базальты (T_1), 5 — слюдистые и глинистые сланцы ($PZ_{2,3}$), 6 — мраморизованные известняки ($PZ_{2,3}$)); 7 — предполагаемые границы пород фундамента

же пачки их переслаивания с алевритоглинистыми породами; обязательным компонентом рудо локализирующих пород является углестое органическое вещество. Основными рудными минералами являются оксиды урана и коффинит. В богатых рудах присутствуют браннерит и давидит.

Спектр сопутствующих компонентов типичен для инфильтрационных месторождений: молибден, селен, рений, иттрий, скандий, полиметаллы, редкие земли, торий. Отработка месторождения может производиться методом подземного выщелачивания.

Месторождение Йиллири находится в пустынной северо-западной части Австралии. Площадь сложена архейскими гранито-гнейсами и зеленокаменными породами, по которым развивается

ся кора выветривания мезозойско-кайнозойского возраста. Это район бессточного речного бассейна и эфемерных озер. Рудные тела формируются в руслах временных потоков вблизи от современной поверхности, где в условиях аридного климата образуются калькреды. Это своеобразные породы, состоящие из доломита и монтмориллонита, возникающие в результате испарения грунтовых вод. Они характеризуются высокой пористостью, карвернозностью и поэтому благоприятны для миграции поверхностных вод. Урановые залежи представляют собой обогащенные карнотитом — главным урановым минералом месторождения — калькреды. Предполагается, что уран и ванадий, входящие в состав карнотита, выносились поверхностными водами из коры выветривания, фильтровались в грунтовые воды речных долин и вследствие испарения отлагались вместе с вторичными карбонатами.

Залежи рудоносных калькредов локализованы в русловой части долины на глубине 14 м от поверхности. Главная рудоносная зона протягивается вдоль русла на 6 км при ширине 50 м и средней мощности 8—10 м. Запасы месторождения оцениваются в 40—50 тыс. т U_3O_8 при среднем содержании 0,15 %.

Протерозойские инфильтрационные месторождения урана, по определению В. И. Смирнова, относятся к законсервированным продуктам древних кор выветривания. Месторождения известны под названием месторождений типа «несогласия». Это название они получили, потому что обычно они приурочены к зонам регионального несогласия между раннепротерозойским складчатым фундаментом и позднепротерозойским платформенным чехлом.

Классические месторождения типа «несогласия» распространены в канадской провинции Атабаска. В районе месторождений на сильно дислоцированных раннепротерозойских гнейсах с резким несогласием залегают позднепротерозойские песчаники формации Атабаска. Рудные тела, приуроченные к этому контакту, располагаются вдоль него в песчаниках в виде линз. Корни тел в виде крутопадающих жилообразных апофиз уходят в породы гнейсового фундамента. В составе первичных руд — настуран, коффинит, а также галенит, сфалерит, халькопирит, минералы кобальта и никеля. Среднее содержание урана 1,47 % (в канадских месторождениях) и 0,24 % (в австралийских). Запасы месторождений от десятков до сотен тысяч тонн. Месторождения: Мидуэст-Лейк, Раббит-Лейк, Ки-Лейк и другие (Канада), Джабилука (Австралия).

Происхождение месторождений типа «несогласия» остается дискуссионным. Одни исследователи считают, что эти месторождения представляют собой корни протерозойских линейных кор выветривания, сохранившиеся под покровом более поздних осадков. Инфильтрационные процессы, образовавшие рудные скоп-

ления, происходили после накопления перекрывающих зоны несогласия и реликты кор выветривания осадочных пород (пески Атабаска). Предполагается, что уран отлагался из растворов, циркулировавших в толще песчаных отложений, как это происходило при формировании инфильтрационных «песчаниковых» месторождений роллового типа. Возможным осадителем урана являлись выделения метана, обусловленные постоянным присутствием среди пород фундамента графитовых сланцев. Схема подобного процесса образования месторождений представлена на рис. 6.81. Присутствие в рудах наряду с урановым минералом различных сульфидов, арсенидов, сульфосолей обуславливает комплексный Au-U, Ni-U состав месторождений и возможно связано с наличием кор выветривания.

Другие исследователи ведущую роль в формировании месторождений «несогласия» отводят гидротермальным процессам, предполагая эндогенный источник рудного вещества. Имеется множество вариантов различных гипотез о происхождении этих месторождений.

Месторождение Мидуэст-Лейк расположено внутри бассейна Атабаска. Характеристика месторождения приводится по данным Н. П. Лаверова и других ученых (1983).

Рудные залежи месторождения Мидуэст-Лейк контролируются, с одной стороны, зоной разрывов и интенсивного изменения пород в фундаменте, а с другой — поверхностью несогласия в основании позднепротерозойского чехла. Рудная зона имеет ширину почти 250 м, протяженность одной из рудных залежей составляет 2 400 м. Оруденение развивается выше и ниже поверхности регионального несогласия. Чехол сложен здесь толщей кварцевых песчаников формации Атабаска мощностью до 200 м. Ран-

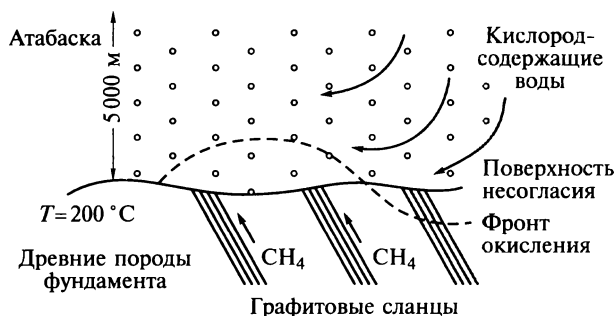


Рис. 6.81. Месторождения в основании формации Атабаска, возможно, образовались при взаимодействии органических веществ, входящих в состав графитовых сланцев фундамента, с урансодержащими подземными водами (по Дж. Мейнгарду, 1985)

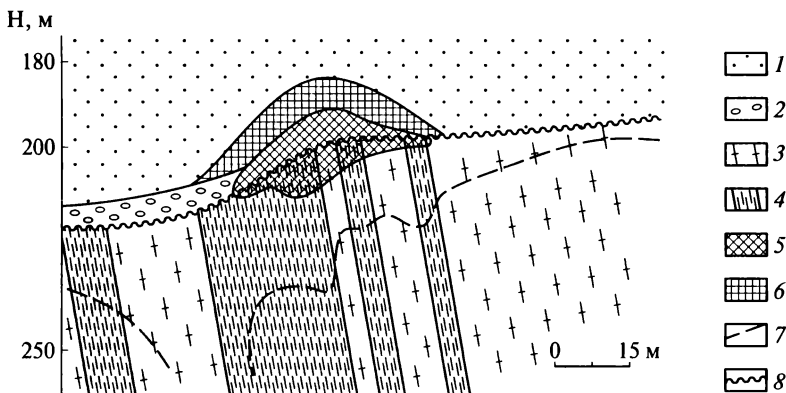


Рис. 6.82. Схематический разрез месторождения Мидуэст-Лейк (по Н. П. Лаврову и др., 1983):

1—8 — формация Атабаска (1 — песчаники, 2 — конгломераты, 3 — пелитовые гнейсы; 4 — графитовые горизонты, 5 — массивные руды, 6 — сильно измененные породы, 7 — граница зоны каолинизации, 8 — региональное несогласие)

непротерозойские образования фундамента представлены гнейсами, содержащими иногда до 20 % графита, включающими линзы кварцево-полевошпатовых парагнейсов и пегматитов. Положение рудной зоны субпараллельно простираению пород и совпадает с осью впадины в фундаменте. Вмещающие породы расщелочиваны и слабо брекчированы (включая песчаники Атабаски). Они хлоритизированы, серицитизированы и аргиллизированы. В песчаниках формации Атабаска отмечается лишь пятнистая гематитизация, а вблизи руд интенсивно проявлена серицитизация. Наиболее высокие концентрации урана приурочены к горизонтам графитосодержащих пород (рис. 6.82).

На месторождении выделяются три типа руд. Непосредственно вблизи поверхности несогласия в интенсивно измененных породах фундамента развиты почковидные или массивные настурановые руды с Ni-Co арсенидами, содержащими галенит, сфалерит, сульфиды меди и марказит. В фундаменте на глубине до 100 м от поверхности несогласия, в зоне слабой каолинизации, устанавливаются настурановые и эритрин-аннабергитовые руды, располагающиеся в зонах брекчирования и трещинах. В песчаниках Атабаски настуран образует вкрапленность в зонах серицитизации и «пленки» в мелких трещинах.

Руды отличаются сложным химическим составом. Торий в них практически отсутствует. Содержания урана колеблются от 0,28 до 14 %, никеля — от 0,94 до 4,8 %, мышьяка — от 1,68 до 7,62 %, меди — от 0,18 до 0,42 %, концентрация серебра достигает 68,3 г/т.

Запасы месторождения урана составляют около 40 тыс. т.

Метаморфогенные месторождения представлены группой метаморфизованных месторождений, расположенных в метаморфических комплексах докембрия. Наибольший интерес представляют древние ураноносные конгломераты.

Месторождения расположены в базальных слоях субплатформенных осадочно-вулканогенных, обычно раннепротерозойских отложений (2 500—2 100 млн лет), которые с резким угловым несогласием залегают на породах архея. Месторождения ураноносных конгломератов известны на Южно-Африканском, Бразильском и Канадском щитах. В настоящее время большинство исследователей рассматривают древние ураноносные конгломераты как метаморфизованные россыпи, которые первоначально формировались в условиях бедной кислородом атмосферы.

Месторождение Эллиот-Лейк находится у северного берега озера Гурон в Канаде. Ураноносные конгломераты располагаются в основании протерозойских метаморфических пород гуронской системы, залегающих на гранитогнейсовых и зеленокаменных комплексах архея.

Урановые руды локализованы в кварцево-галечных конгломератах. Общая мощность рудоносной толщи достигает 300 м. Обогащенные ураном участки приурочены к палеоруслам и эрозионным депрессиям в архейском фундаменте, глубина вреза которых достигает 100 м и более.

Рудоносные конгломераты сложены окатанной галькой размером от 1 до 10 см. Наиболее существенные концентрации урана приурочены к разностям конгломератов с размером галек от 2 до 6 см. Гальки представлены почти исключительно белым и серым кварцем, кварцитами, яшмами, другими кремнистыми породами, в отдельных случаях гранитоидами. Цементом служит разнозернистый кварцевый песчаник с кварц-серицитовой или хлорит-серицитовой основной массой. В цементе присутствует много сульфидов. Соотношение гальки и цемента в рудных конгломератах составляет 70:30 или 60:40.

Рудные тела представляют собой линзоподобные залежи («риффы»), образованные переслаиванием рудоносных конгломератов и безрудных кварцитов. Мощность рудных прослоев обычно не превышает 3 м, но в разрезе они часто группируются в рудоносные пачки, состоящие из двух—четырёх пластов. По простиранию залежи («риффы») прослеживаются на несколько десятков километров.

Содержание урана в рудах в среднем близко к 0,1 %. Лишь на отдельных участках установлены богатые (до 1,5 % урана) руды.

Урановые минералы в рудах представлены браннеритом и уранинитом, образующими вкрапленность в цементе конгломератов. Отмечаются также ураноторит, тухолит, коффинит и гуммит,

встречаются циркон, ортит, ксенотим, монацит и сфен; в рудах много пирита (до 20 %). Предполагается, что уранинит, как и некоторые браннериты, имеет обломочное происхождение. Однако для большей части браннеритов допускается образование в результате эпигенетических процессов.

Концентрация золота в ураноносных конгломератах Эллиот-Лейк низкая. Типичные сопутствующие элементы урана в конгломератах — торий, титан, цирконий и редкие земли. Их содержания колеблются в значительных пределах: от кларковых до промышленных.

По В. И. Смирнову, в истории формирования месторождения Эллиот-Лейк выделяется три этапа. На первом этапе в палеодельтовой обстановке произошло накопление кварцевых конгломератов с примесью магнетита, монацита, циркона, возможно обломочной фракции урановых минералов. На втором этапе имело место инфльтрационное обогащение конгломератов ураном, вызванное пластовой циркуляцией подземных вод. На третьем этапе происходила перегруппировка рудообразующего вещества в результате процессов зеленосланцевого метаморфизма.

Месторождение располагало крупными запасами урана — до 300 тыс. т при среднем содержании U_3O_8 0,1 %.

6.5.2. Торий

Торий был открыт в 1828 г. В настоящее время его используют в электровакуумной и электроосветительной технике. Потребность в нем незначительна и составляет около 300 т в год.

Собственно ториевые месторождения неизвестны. Его получают попутно при переработке комплексных руд редкометалльных месторождений. Основным носителем тория является монацит из прибрежно-морских россыпей.

При переработке монацитового концентрата для получения редкоземельных элементов остается торий, количество которого превышает потребности, и поэтому его либо складировуют как резерв, либо как отходы сбрасывают в отвалы.

Разведанные запасы тория в россыпях оцениваются в 1 754 тыс. т, наиболее крупные в Бразилии, Турции, Индии. Ресурсы монацита превышают 4 млн т.

Основные производители монацитовых концентратов: Австралия, Индия, Малайзия, Бразилия, ЮАР.

Общий кларк тория — $1,5 \cdot 10^{-3}$ %. Отмечается рост содержания от базальтоидных к гранитоидным породам и особенно к щелочным. В эндогенных процессах торий накапливается в гранитоидных и особенно в щелочных магмах. Благодаря близости ионных радиусов в эндогенных условиях широко проявляется изоморфизм между торием, редкоземельными элементами, иттрием и ураном.

Поэтому все редкоземельные акцессорные минералы — монацит, ортит, титанотанталониобаты — обогащены торием и ураном.

Среди множества ториевых и торийсодержащих минералов главнейшими являются: торинанит, бреггерит, торит, ураноторит, ферриторит, эшинит, приорит, торийсодержащий монацит.

Торийсодержащие месторождения формировались на всем протяжении истории земной коры.

Как было отмечено ранее, торий изменяется из комплексных месторождений редких и редкоземельных элементов. Такие месторождения весьма разнообразны. Среди эндогенных объектов к ним относятся: некоторые магматические, карбонатитовые (закрывающие 40 % ресурсов Th), пегматитовые, альбититовые (Джос, Нигерия), гидротермальные жильные (31 % ресурсов). В серии экзогенных образований преобладают аллювиальные и прибрежно-морские современные и древние россыпи торийсодержащего монацита. Метаморфогенные месторождения представлены ураноносными конгломератами (Витватерсранд, Эллиот-Лейк).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

К неметаллическим полезным ископаемым относятся минералы и горные породы, не являющиеся источником металлов и не представляющие собой углеводородные виды минерального топлива. Неметаллические полезные ископаемые чрезвычайно разнообразны, и области применения их в экономике необыкновенно широки.

Исходя из основных свойств и главных направлений применения в промышленности неметаллические полезные ископаемые условно подразделяют на три группы (А. Е. Карякин и др., 1985):

химическое и агрономическое сырье: минеральные соли; фосфатное сырье (апатит и фосфориты); сера; бор;

индустриальное сырье: драгоценные, поделочные и технические камни (алмаз, рубин, изумруд, гранаты, агат, яшмы); графит; слюды (мусковит, флогопит); асбесты; тальк и тальковый камень; магнезит и брусит; пьезооптический кварц; исландский шпат; флюорит; барит и витерит; цеолиты и др.;

минеральные строительные материалы и сырье для их производства: керамическое сырье (пегматиты, фарфоровый камень, высокоглиноземистые силикаты, волластонит); глины и каолины; песок и гравий; карбонатные породы; гипс и ангидрит; активные минеральные добавки (диатомиты, трепелы, опоки, трасы, пуццоланы); породы для получения легких строительных материалов (шунгит, перлит, вермикулит); породы для каменного литья; естественные строительные камни.

Далее приводится краткая характеристика некоторых геолого-промышленных типов месторождений неметаллических полезных ископаемых*.

7.1. Химическое и агрономическое сырье

Среди неметаллических полезных ископаемых выделяется группа сырья, используемого для извлечения ряда химических элементов и их соединений: фосфора, серы, хлора, бора, магния и др.

* Подробные сведения о промышленных типах и месторождениях неметаллических полезных ископаемых содержатся в специальных курсах (И. Ф. Романович, 1986; Н. И. Еремин, 1991).

Основная часть этого сырья используется в химической и туковой промышленности. В настоящей главе охарактеризованы лишь некоторые наиболее важные представители группы.

7.1.1. Фосфатное сырье (апатиты и фосфориты)

Месторождения фосфатов представлены двумя главными типами руд: апатитовыми и фосфоритовыми.

Подтвержденные запасы фосфоритов (P_2O_5) оцениваются в 6,3 млрд т, наибольшее их количество расположено в Марокко, Китае, России, Казахстане.

Мировое производство фосфатных концентратов составляет около 140 млн т. Разрабатываются в основном крупные и уникальные месторождения. Россия производит 7,8 % (4-е место в мире).

Россия занимает 3-е место в мире по подтвержденным запасам, преобладают апатитовые руды. Запасы фосфатов учтены в 50-ти месторождениях (19 — апатитовые, 31 — фосфоритовые). Все эксплуатируемые месторождения апатитов и фосфоритов и значительная часть резервных находятся в европейской части России. Сибирь и Дальний Восток располагают пока только резервными месторождениями фосфатных руд (рис. 7.1).

подавляющая часть (90 %) фосфатного сырья — фосфоритовых и апатитовых руд — используется для получения фосфатных и комбинированных минеральных удобрений: суперфосфата, двойного суперфосфата, преципитата, аммофоса, нитрофоса и др. Остальное количество идет на производство фосфора и фосфорной кислоты для получения разнообразных химических соединений, необходимых в металлургии, пиротехнике, органическом синтезе, керамической промышленности.

Фосфориты — осадочные породы, существенную часть которых составляют фосфаты — преимущественно фторкарбонатапатит-франколит. Среди них различают оолитово-микрозернистые, зернистые, желваковые, ракушечные, галечниковые, выветрелые переотложенные и другие разновидности. Содержание P_2O_5 колеблется от 5—10 % в очень бедных рудах до 28—32 % и более в богатых и очень богатых рудах. На долю фосфоритов приходится большая часть добываемого фосфатного сырья (80 %).

В мировом балансе запасов резко преобладают (свыше 60 %) зернистые фосфориты, характеризующиеся высоким содержанием P_2O_5 (23—32 %). Они сложены округлыми фосфатными зёрнами размером от 0,1 до 10 мм, сцементированными скрытокристаллическими фосфатами, кварцем, халцедоном, кальцитом. Им свойственны попутные уран и ванадий. Наиболее широко месторождения этого типа развиты в верхнемеловых палеогеновых формациях Североафриканской провинции.

Микрозернистые фосфориты (P_2O_5 21—28 %) сложены фосфатными оолитами. Содержат примеси фтора, ванадия. Месторождения типичны для древних фосфоритоносных бассейнов — Скалистых гор (США), Каратауского (Казахстан).

Желваковые фосфориты состоят из конкреций, стяжений фосфатного вещества в глауконит-кварцевых песках, глинах, аргиллитах. Содержание P_2O_5 в желваках 16—22 %. Наиболее широко развиты в платформенных терригенных глауконитовых формациях Восточно-Европейской платформы (Егорьевское месторождение).

Месторождения микрозернистых фосфоритов Каратау (Казахстан) являются одними из крупнейших в мире и приурочены к отрогам хребта Малый Каратау в Южном Казахстане. Каратауский бассейн вытянут в северо-западном направлении на 120 км при ширине 20—25 км. В нем выявлено несколько десятков месторождений микрозернистых фосфоритов.

Продуктивная кремнисто-карбонатная и чулактауская свита мощностью 50—100 м трансгрессивно с угловым несогласием залегает на протерозойских образованиях. Породы этой свиты и перекрывающих ее отложений нижнего кембрия — среднего ордовика смяты в складки, нарушены многочисленными разрывами с различной амплитудой смещения крыльев. Пласты сложены, как правило, моноклинально с падением на северо-восток под углами от 30—35 до 50—60°. В юго-восточной части бассейна они ориентированы вертикально и даже отмечаются опрокинутые залегания.

Выше с угловым и азимутальным несогласием залегают верхнедевонские, нижнекаменноугольные, палеогеновые и четвертичные песчаники, аргиллиты, известняки, галечники и пески.

В юго-восточной части бассейна присутствуют тела позднеордовикских гранитоидов, с которыми связан локальный метаморфизм фосфатных и карбонатно-кремнистых нижнепалеозойских толщ.

Продуктивная чулактауская свита подразделяется на четыре горизонта: нижних доломитов, кремневый, продуктивный и железистых доломитов (или железомарганцевый). Продуктивный горизонт мощностью до 65 м в свою очередь подразделяется на нижнюю фосфоритную (кондиционные фосфоритовые руды), среднюю фосфатно-сланцевую (фосфатные глинисто-кремнистые сланцы) и верхнюю фосфоритную пачки. В юго-восточной части бассейна нижняя и средняя пачки отсутствуют.

На одном из самых крупных эксплуатируемых месторождений Джанатас в составе продуктивного горизонта присутствуют три указанные пачки. Нижняя фосфоритовая пачка мощностью 3—20 м представлена в основании тонким переслаиванием кремней с фосфоритами, сменяемым вверх пластами высококачественных мономинеральных и карбонатных фосфоритов с маломощными

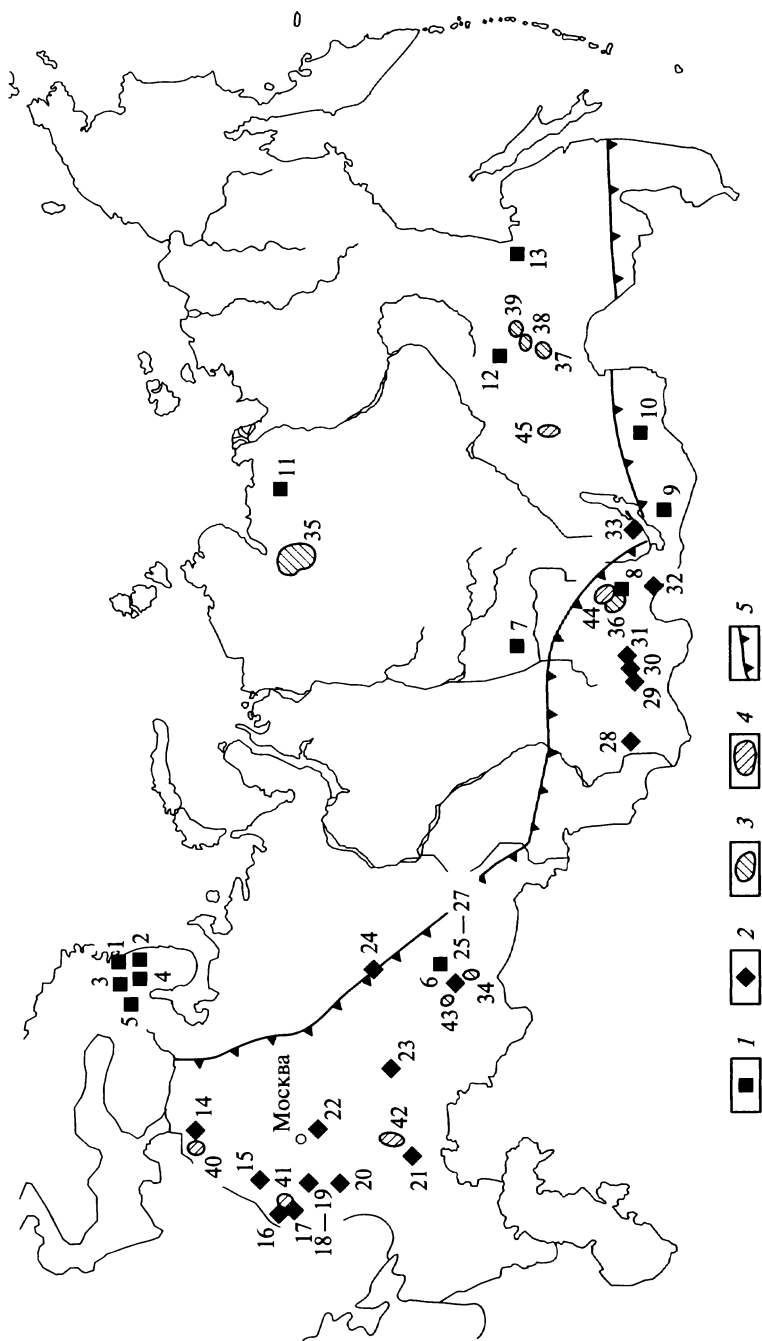


Рис. 7.1. Схема размещения минерально-сырьевой базы фосфатных руд на территории Российской Федерации (по Р. М. Файзуллину и др., 2000):

месторождения: 1 — апатитов (1 — Себляврское, 2 — Гремяха-Вурмесское, 3 — Ковдорская группа, 4 — Хибинская группа, 5 — Вуориярвинское, 6 — Волковское, 7 — Татарское, 8 — Белозиминское, 9 — Ошурковское, 10 — Кручининское, 11 — Томторское, 12 — Селигдарское, 13 — Джугджурская группа); 2 — фосфоритов (14 — Кингисеппское, 15 — Сожское, 16 — Полпинское, 17 — Унечское, 18 — Подбужское, 19 — Слободско-Которецкое, 20 — Курская группа, 21 — Камышинское, 22 — Егорьевское, 23 — Сундоховское, 24 — Вятско-Камское, 25 — Ашинское, 26 — Симское, 27 — Кукашкинское, 28 — Белкинское, 29 — Обладжанское, 30 — Телекское, 31 — Сейбинское, 32 — Харанурское, 33 — Сарминское); *прогнозные площади:* 3 — апатитоносные (34 — Шигирская, 35 — Маймечка-Котуйская с Ырааским, Маганским, Ессейским месторождениями, 36 — Большетагнинская, 37 — Колбочинская, 38 — Бирикээнско-Бурная, 39 — Нижне-Тимптонская); 4 — фосфоритоносные (40 — Волосовская, 41 — Крапивинская, 42 — Головкинская и Ширококладкинская, 43 — Селеукская, 44 — Присянская, 45 — Холболок-Урагинская); 5 — северная граница размещения пахотных земель

←

прослоями бедных кремнистых фосфоритов и алевритовых фосфатно-глинистых сланцев.

Средняя фосфатно-сланцевая пачка сложена фосфатно-кремнистыми, карбонатно-глинистыми и фосфатно-глинисто-кремнистыми породами иногда с прослоями фосфоритов мощностью 0,5—33 м.

Верхняя фосфоритная пачка сложена темно-серыми мономинеральными и карбонатными фосфоритами с прослоями фосфоритного конгломерата мощностью до 1—4 м, пелитоморфно-кремнистых фосфоритов и фосфатно-глинисто-кремнистых сланцев. Мощность пачки составляет в среднем 14 м.

Фосфориты представлены плотными серыми до черных образованиями микрозернистой структуры. Ведущий минерал — фторкарбонатапатит, присутствуют халцедон, кварц, иногда полевые шпаты. Редко встречаются конкреционные фосфориты, а также фосфоритовые конгломераты с известковым или фосфатным цементом.

По содержанию P_2O_5 (масс.%) выделяется четыре типа руд: богатые (более 28,7), рядовые (23—28,7), бедные (15—23), фосфатно-кремнистые (10—15, SiO_2 40—55).

Образование фосфоритоносных толщ Каратауского бассейна связано с морской кремнисто-карбонатной седиментацией в условиях миогеосинклинального режима.

Егорьевское месторождение желваковых фосфоритов расположено в Московской области, приурочено к депрессии Восточно-Европейской платформы и занимает площадь около 950 км². Район сложен осадочными породами средней и верхней юры и нижнего мела, залегающими на размытой поверхности каменноуголь-

ных известняков со слабым моноклиральным падением слоев на северо-восток.

В состав продуктивной фосфоритной серии входят породы волжского яруса верхней юры и рязанского горизонта нижнего мела. Она включает нижний и верхний фосфоритные слои, разделенные пачкой кварцево-глауконитовых песков.

Нижний фосфоритный слой представлен желваковыми фосфоритами и фосфатизированными аммонитами, сцементированными глиной и кварцево-глауконитовым песком. Мощность слоя в среднем 0,27 м. Желваки темно-серые, черные, глинистые, иногда песчанистые, округлые, хорошо окатанные, размером в поперечнике от нескольких миллиметров до 8 см. Глинистые желваки сложены фосфатом с алевритовой вкрапленностью кварца, глауконита, полевого шпата, реже гидрослюд и пирита. Фосфатное вещество имеет скрытокристаллическое либо мелкозернистое строение. Содержание P_2O_5 в таких желваках достигает 25—29 %.

В перекрывающих нижний слой кварцево-глауконитовых песках содержатся редкие желваки фосфоритов песчанистого типа. Они состоят из крупных зерен кварца и глауконита, сцементированных фосфатным веществом. Мощность этой пачки кварцево-глауконитовых песков составляет в среднем 2,51 м.

Верхний слой также сложен желваковыми фосфоритами в глинистом кварцево-глауконитовом песке. Желваки темно-коричневые, плохо окатанные, неправильной формы, размером 1—3 см состоят из зерен кварца и глауконита, сцементированных раскристаллизованным фосфатным веществом, составляющим 40—60 %. Содержание P_2O_5 в этих желваках колеблется от 13 до 25 %. Мощность верхнего слоя составляет в среднем 0,9 м.

Выше верхнего слоя несогласно залегают глины рязанского горизонта нижнего мела, которые включают песчанистые желваки размером 1—5 см, сложенные фосфатным материалом (65—70 %); содержание в них P_2O_5 колеблется от 7 до 27,5 %. Средняя мощность рязанского горизонта 0,4 м.

При подсчете запасов глины рязанского горизонта содержащие желваки включаются в состав верхнего продуктивного горизонта фосфоритной серии. Благодаря этому средняя мощность последнего увеличивается до 1,3 м.

Перекрывают рязанский горизонт серые и зеленовато-серые кварцевые пески валанжинского яруса нижнего мела.

Венчают разрез неогеновые пески с редкими прослоями глин и суглинков мощностью около 5 м.

Среди *апатитовых месторождений* наибольшее промышленное значение имеют магматические, карбонатитовые, а также месторождения кор выветривания по карбонатитам. Апатитовые руды по минеральному составу подразделяют на силикатно-окисидные, силикатные, карбонатно-силикатные, карбонатные и

гидросиликатно-гидроксидные. Содержание P_2O_5 от 4 % в убогих рудах до 16 % и более — в богатых. Наиболее легко обогащаются силикатные (апатит-нефелиновые) руды, наиболее трудно — карбонатные и гидросиликатно-гидроксидные. Среди магматических месторождений выделяют: а) месторождения апатитовой формации, связанные с габбро-сиенитовыми массивами; б) месторождения апатит-нефелиновой формации, связанные с интрузиями агапитовых нефелиновых сиенитов; в) месторождения апатит-магнетитовой (апатит-титаномагнетитовой) формации, связанные с габбро-сиенитовыми, габбро-пироксенит-дунитовыми и габбро-анортозитовыми комплексами.

Карбонатитовые месторождения приурочены к плутонам центрального типа ультраосновных щелочных пород.

Апатит-нефелиновые месторождения Хибинского массива щелочных пород находится в центральной части Кольского полуострова. В плане он имеет эллипсоидальную несколько вытянутую в субширотном направлении форму (45×35 км) общей площадью 1 327 км².

Вмещают массив архейские гнейсы и зеленокаменные протерозойские породы. Массив имеет воронкообразную форму. По геофизическим данным, контакты массива падают под углом $80—90^\circ$ к его осевой части, а на глубине 6—8 км выполаживаются.

Расположение пород в плане образует своеобразную эксцентрически-зональную структуру, обусловленную последовательным расположением подковообразных зон, сложенных от периферии к центру хибинитами, трахитоидными хибинитами, рихчорритами, ийолит-уртитам и апатит-нефелиновыми породами, лавочорритами, фойяитами (рис. 7.2). Перечисленные породы, кроме ийолит-уртитов и апатит-нефелиновых руд, принадлежат к группе агапитовых нефелиновых сиенитов; они близки по минеральному и химическому составу и отличаются лишь по текстурно-структурным особенностям.

Многочисленные апатит-нефелиновые месторождения массива пространственно и вероятно генетически связаны с коническим интрузивом ийолит-уртитов, вытянутым в длину на 75 км при максимальной мощности около 2 км.

Рудные тела месторождений различаются по морфологии, размерам, условиям залегания и качеству слагающих их руд. Выделяют простые, весьма значительные по размерам (мощностью 100—200 м и протяженностью в несколько километров) пологопадающие пластовые апатит-нефелиновые залежи (месторождения Кукисвумчорр, Юкспор, Расвумчорр и др.) либо сложно построенные многоярусные рудные зоны, образованные крутопадающими согласными рудными линзами или горизонтами брекчиевых руд (месторождения Коашва, Ньоркпахк, Олений Ручей и др.).

Руды сложены апатитом (20—70 %), нефелином (20—45 %), эгирин-авгитом (5—20 %), сфеном (1—18 %) и титаномагнети-

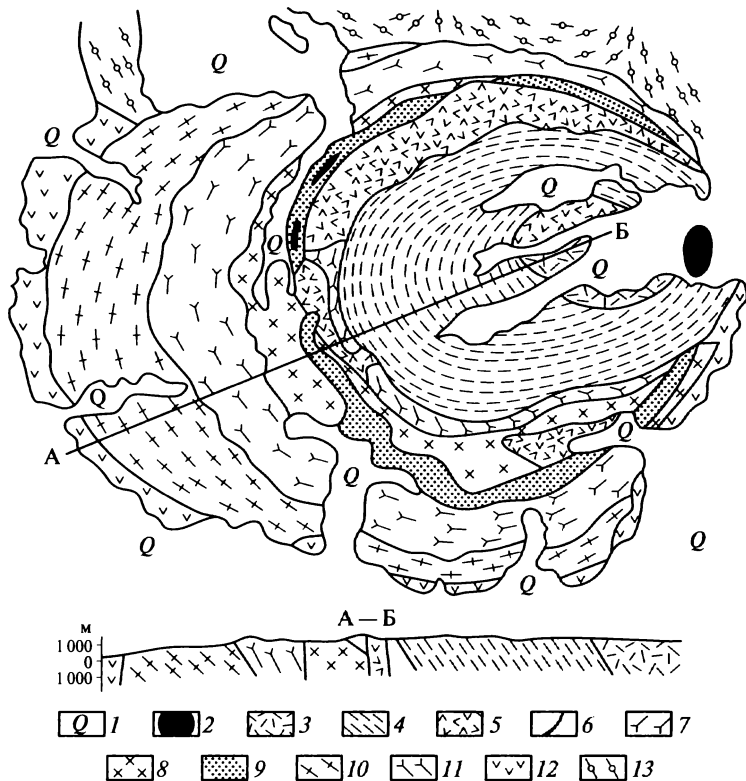


Рис. 7.2. Геологическая схема Хибинского массива с разрезом (по С. И. Заку, Е. А. Каменеву, Ф. В. Минакову):

1 — четвертичные отложения; 2 — карбонаты; 3 — фойяиты массивные; 4 — фойяиты трахитоидные; 5 — льявочорриты; 6 — апатит-нефелиновые и сфен-apatитовые руды; 7 — рисчорриты биотитовые; 8 — рисчорриты эгириновые; 9 — ийолит-уртиты; 10 — хибиниты массивные; 11 — хибиниты трахитоидные; 12 — зеленые и другие сланцы, габбро-диабазы, диабазы среднего протерозоя в приконтактовой части, местами ороговикованные; 13 — гнейсовидные диориты и биотитовые гнейсы архея в приконтактовой части, местами фенитизированные

том (0,5—5%). Среднее содержание P_2O_5 по отдельным месторождениям колеблется от 13 до 19%. Балансовые запасы апатит-нефелиновых руд всех 10 разведанных месторождений массива огромны: в пересчете на P_2O_5 они составляют почти 550 млн т (свыше 50% российских запасов). Месторождения обеспечивают 80% российской добычи.

Считается, что формирование Хибинского щелочного массива происходило путем последовательного многостадийного внедрения щелочного магматического расплава мантийного происхождения в позднедевонское время.

Апатит-нефелиновые руды являются комплексными: в промышленных количествах в них содержатся титан, редкие земли и др.

7.1.2. Сера

В природных условиях сера находится как в виде сульфатов, сульфидов и других различных соединений, так и в самородном состоянии. Самородная сера бывает кристаллической и аморфной. Обычно она содержит изоморфные примеси Se, Te, As, Tl, а также механические примеси глинистых минералов, гипса, органических веществ и др. Значительные количества серы в виде сероводорода, сернистого ангидрита и других органических и неорганических соединений находятся в вулканических газах, водах минеральных источников, в сырой нефти и природном газе.

подавляющую часть серы (около 80 %) применяют в химической промышленности при производстве серной кислоты, необходимой для получения фосфорных удобрений. Серную кислоту используют при переработке урановых руд, для получения ряда других кислот, красителей, пластмасс, в нефтяной промышленности — для очистки нефтепродуктов. В элементарном виде серу используют в резиновой, бумажной, текстильной отраслях, для производства взрывчатых веществ, спичек, в пищевой промышленности и т. д.

Ежегодно в мире получают около 50 млн т серы: 33 % за счет переработки нефти и природного газа, 30 % — из месторождений самородной серы, 14 % — из газовых выбросов металлургических заводов, 16 % — при переработке сульфидов, 6 % — из сульфатов.

Месторождения самородной серы являются одним из важнейших источников ее получения. Мировые запасы самородной серы, а также серы нефтяных и газовых месторождений оцениваются в 1,4 млрд т. Добыча серных руд ведется в открытых и подземных горных выработках, а также путем подземной выплавки (ПВС). В последнем случае в серные залежи по скважинам закачивается под давлением перегретая вода (150—160 °С), которая расплавляет серу (температура плавления серы 114—119 °С) и выносит в расплавленном виде на поверхность.

Содержание серы колеблется от 5—12 % в бедных рудах до 25 % и более — в богатых.

Ведущими промышленными типами месторождений самородной серы являются стратиформные (60 % добычи), солянокупольный (35 %) и вулканогенный (5 %).

Стратиформные месторождения связаны с эвапоритовыми сульфатно-карбонатными толщами. Рудные тела в виде пластовых и пластообразных залежей мощностью до десятков метров и протяженностью до сотен метров залегают среди сульфатных пород или в толщах переслаивания сульфатных и карбонатных пород. Месторождения

рождения этого типа известны в Прикарпатье, США, Ираке, в Среднем Поволжье и др.

Солянокупольный тип широко развит в зоне Мексиканского залива на территории США и Мексики. Серные залежи приурочены к кепрокам соляных куполов, где ассоциируют с залежами нефти и газа.

Вулканогенные месторождения связаны с молодыми и современными наземными вулканами и формировались в посткальдерную стадию развития вулканов при гидротермальной переработке андезитовых толщ сернокислыми водами и газами. Рудные тела пластообразной, линзовидной формы, штокверки сложены сернистыми кварцитами, опалитами, алунидами. Содержание серы может достигать 40 %. Практически все промышленные месторождения этого типа расположены в пределах Тихоокеанского вулканического пояса.

Солянокупольные месторождения самородной серы Мексиканского залива представлены на побережье Мексиканского залива широко развитыми соляными куполами — диапировыми телами, сло-

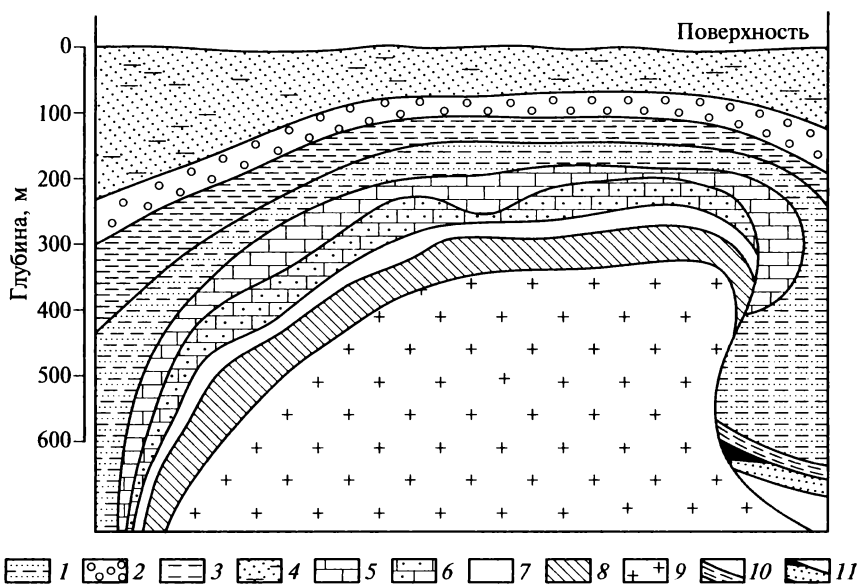


Рис. 7.3. Месторождения солей Мексиканского залива (по Д. Дэвису и Д. Киркланду). Схематический разрез кепрока типичного соляного купола с характерной зональностью, включая положение серной минерализации:

1 — глинистые пески; 2 — гравелит; 3 — глины; 4 — пески и глины; 5 — кальцит; 6 — кальцит и сера; 7 — переходная зона: сера, кальцит, ангидрит; 8 — ангидрит; 9 — соль; 10 — сланец; 11 — нефтеносные пески

женными преимущественно галитом и венчающимися кальцит-гипс-ангидритовыми шляпами (кепроками). В кепроках куполов наряду с другим образованиями (ангидритом, гипсом) нередко встречаются залежи самородной серы. Образование диапиров происходило в результате подъема масс каменной соли, слагающей пласты юрского возраста, на глубине 6—15 км.

На территории США в 24 куполах (из более чем 300 известных) установлены промышленные скопления самородной серы. На территории Мексики в 4 из 41 известных также зафиксирована серная минерализация. В настоящее время сера обнаружена в кепроках куполов, находящихся в акватории залива. Как правило, с кепроками сероносных соляных куполов связаны залежи нефти и газа.

Подавляющее большинство серных залежей в составе кепроков залегают в интервалах глубин 280—610 м.

Особенности строения и зональность пород кепрока отчетливо видны на схеме (рис. 7.3).

Сера представлена зернистыми массами и кристаллическими агрегатами, замещающими гипс и кальцит; она выполняет трещины и пустоты в известняках и располагается между зернами других минералов. Мощность промышленной залежи с содержанием серы 15—25 % может достигать 100 м, составляя в среднем около 30 м.

На одном из крупнейших месторождений серы этого региона площадь промышленной залежи в плане превышает 250 га, а ее мощность около 145 м. Залежь расположена в интервале глубин 72—377 м от поверхности. Общие запасы серы составляют 60 млн т, при ее содержании 15—18 %. Добыча серы из подобных месторождений осуществляется методом подземной выплавки.

7.1.3. Бор

Бор применяют более чем в 100 отраслях промышленности и сельского хозяйства. Более половины сырья потребляют стекольная и керамическая отрасли, 15—30 % идет в мыловарение и производство отбеливающих средств; в небольших количествах бор используют в медицине, металлургии, химической промышленности. Ежегодно в мире добывается около 3,3 млн т борного сырья, более 90 % дают Турция и США, остальное — Россия, Аргентина, Китай и др. В природе известно около 160 минералов бора, основное промышленное значение имеют: бораты и боросиликаты — датолит, данбурит. Главнейшие типы месторождений: скарновый, вулканогенно-осадочный, галогенный.

Скарновые месторождения связаны со щелочным магматизмом и представлены пластообразными и линзовидными залежами, метасоматически замещившими карбонатные породы.

Вулканогенно-осадочные месторождения образуются в контрастных вулканогенных формациях наземных калиево-щелочных серий. Согласно залегающие пластовые и линзовидные тела сложены вулканогенно-соленосно-глинистым материалом, содержащим большое количество боратов и межкристальной борсодержащей высокоминерализованной рапы.

Месторождения галогенного типа (галогенно-осадочные и галогенно-остаточные) образованы в эвапоритовых соляных толщах в виде пластовых, линзовидных, гнездообразных залежей.

Дальнегорское датолитовое месторождение находится в Приморье, в Дальнегорском районе, где широко развиты известковые скарны с наложенным свинцово-цинковым и боросиликатным оруденением.

Промышленная крупная скарновая залежь приурочена к юго-восточному крылу антиклинали. Залежь унаследовала пластовую форму и субвертикальное падение горизонта замещаемых ею известняков. Ее мощность составляет 290 м, вертикальная протяженность — 1 450 м. Учитывая эродированную часть залежи, полный вертикальный интервал скарнообразования превышал 1 500 м.

Внутреннее строение залежи определяется метасоматической зональностью. В направлении от обоих контактов с вмещающими породами к центру выделяются зоны: эпидотизированных песчаников и алевролитов, эндоскарновая гранатовая (иногда с пироксеном), экзоскарновые гранатовая, пироксеновая, волластонитовая и зона реликтов мраморизованного известняка. Среди эпидотизированных песчаников и отчасти в эндоскарнах отмечается аксинит. В экзоскарновых зонах развита наложенная датолитовая минерализация с подчиненным данбуридом, определяющая промышленную ценность месторождения.

По данным бурения, ниже залежи обнаружены граниты, близ контакта с которыми развиты скарны с нормальной по отношению к гранитам зональностью.

Все экзоскарны являются рудой, содержащей 2—11 масс. % B_2O_3 (среднее содержание по месторождению 9,39 %). Количество главного промышленного минерала — датолита — достигает 40 %. Кроме него в руде широко представлены данбурид, волластонит, геденбергит, андрадит, кальцит и кварц.

Дальнегорское датолитовое месторождение эффективно разрабатывается более 35 лет; выемка руды осуществляется из карьера.

7.1.4. Натриевые, калийные и калийно-магниево-натриевые соли

В природных условиях соли встречаются среди осадочных пород, где иногда образуют крупные скопления, или в виде водных растворов.

Соляные минералы слагают разнообразные горные породы, в которых всегда присутствуют глинистые, карбонатные минералы, гипс или ангидрит. По преобладающему минералу среди этих пород выделяют каменную соль (галитовая порода), карналлит (карналлит, галит и др.), сильвинит (сильвин-галитовая порода), бишофитовая, полигалит-карналлит-бишофитовая порода и др.

Промышленное использование солей разнообразно. Наиболее распространенная из солей — хлористый натрий, поваренная соль, из которой получают более 1 500 продуктов. Выделяют три основных сорта поваренной соли: пищевую, кормовую, техническую. Пищевую используют в пищевой промышленности, кормовая идет на корм скоту, техническую соль применяют в текстильной, лакокрасочной, фармацевтической, целлюлозно-бумажной, кожевенной и других отраслях промышленности. Ежегодная добыча каменной и поваренной соли превышает 180 млн т.

Калийные соли идут в основном на производство сельскохозяйственных удобрений, а также используются в химической промышленности. Основным производителем калийных удобрений является Канада (более 30 % мирового производства). Россия располагает значительными ресурсами калийных солей, сосредоточенных в трех крупных калиеносных бассейнах (рис. 7.4). По производству калийных удобрений страна занимает 2-е место (>15 %).

Соли магния, а также магнезит, доломит и морская вода служат важным источником получения металлического магния, используемого для создания легких сплавов.

Сульфаты и карбонаты натрия применяют в основном в химической и стекольной отраслях промышленности, а также в производстве пищевых и медицинских продуктов в нефтехимии и др. Ежегодная мировая добыча сульфатов натрия составляет около 2,4 млн т.

подавляющее большинство соляных залежей является продуктом галогенеза — эвапоритовыми образованиями, сформированными при испарении природных вод.

Все наиболее значительные скопления каменной, калийных и магниевых солей, гипса и ангидрита приурочены к краевым прогибам и синклинальным структурам платформ.

По Н. И. Еремину (2007), главнейшими геолого-промышленными типами месторождений натриевых, калийных и калийно-магниевых солей являются следующие.

1. Современные месторождения, представленные поверхностной и донной рапой, донными осадками, образованными в морских заливах и континентальных соляных озерах, различающиеся по химическому составу рассолов (хлоридные, сульфатные, карбонатные), фазовому состоянию солей (рапные, сухие, подпе-

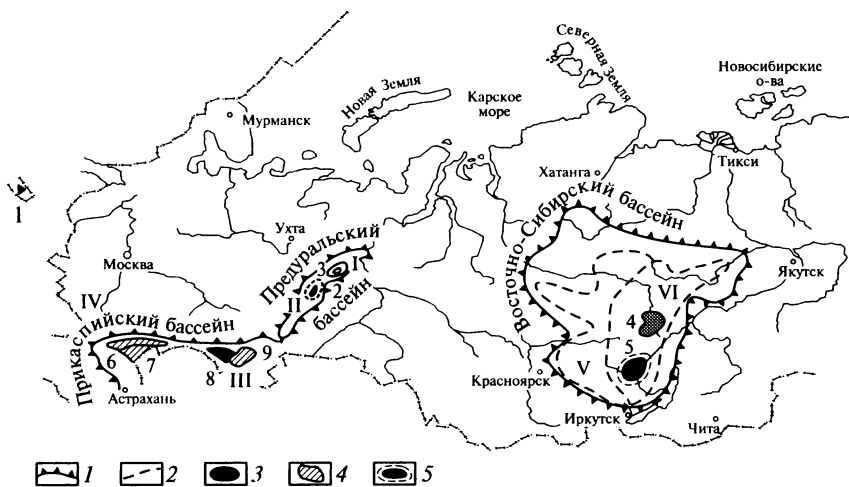


Рис. 7.4. Калиеносные бассейны России и их прогнозно-минерогенические подразделения (по Ю. В. Баталину и др., 1999):

1, 2 — границы (1 — калиеносных бассейнов, 2 — калиеносных областей (зон)); 3—5 — калиеносные районы (3 — промышленно-калиеносные, 4 — высокоперспективные, 5 — перспективные); I—VI — калиеносные области (I — Верхнепечорская, II — Соликамская, III — Приуральская, IV — Приволжская, V — Ангаро-Енисейская, VI — Лено-Непская); 1, 2 — калийные районы (1 — Калининградский, 2 — Печорский, 3 — Верхнекамский, 4 — Непский, 5 — Лено-Киренский, 6 — Приволжской моноклинали, 7 — Приволжского прогиба, 8 — Бузулукский, 9 — Оренбургский)

сочные). Для хлоридных озер характерно преобладание NaCl и MgCl_2 (оз. Баскунчак, оз. Эльтон в России), для сульфатных — Na_2SO_4 , NaCl , MgSO_4 , MgCl_2 (залив Кара-Богаз-Гол, Туркмения; оз. Кучук, оз. Джаксы-Клыч, Россия), для карбонатных — Na_2CO_3 , NaHCO_3 при подчиненной роли NaCl , MgCl_2 , CaCO_3 и других солей (оз. Сёрлз, США).

2. Ископаемые месторождения каменной соли, представленные: а) крупными пластовыми пологопадающими залежами, переслаивающимися с пластами сульфатных, карбонатных и терригенных пород (Славянско-Артемовское месторождение в Украине); б) генетически связанными с ними соляными куполами (Илецкое месторождение в Оренбургской области, месторождения Мексиканского залива в США и Мексике).

3. Ископаемые месторождения калийно-магниевых хлоридных солей, представленные субгоризонтальными пластовыми залежами и линзами, выполненными сильвинитом, карналлитом и галитом, переслаивающимися с каменной солью (месторождения Верхнекамского и Непского бассейнов в России, Припятского в Белоруссии и Саскачеванского в Канаде).

4. Ископаемые месторождения сульфатных и сульфатно-хлоридных калийных солей, представленные линзообразными, пластово-линзообразными и купольными залежами, нередко интенсивно дислоцированными, выполненными каинитом, лангбейнитом, подчиненными сильвином, полигалитом, кизеритом, галитом, гипсом и ангидритом (месторождения Предкарпатского бассейна в Украине, Прикаспийского в России и Казахстане, Северо-Германского в Германии и Польше).

Озеро Баскунчак — современное месторождение соли, которое расположено в Астраханской области. Оно выполняет континентальную котловину, его уровень находится на 20 м ниже уровня моря. Озеро имеет овальную форму площадью около 120 км². Опускание котловины, начавшееся в конце неогена, продолжается и в настоящее время: южная часть озера прогибается со скоростью 20 мм в год, а северная — 8,5 мм.

В районе месторождения сформировался шток кунгурских солей, который при своем внедрении вывел к поверхности все вышележащие отложения. Вокруг озера расположены обширные гипсовые поля, перекрывающие склон соляного купола.

Постоянное прогибание компенсационной впадины озера, жаркий и сухой климат с незначительным количеством атмосферных осадков, поступление минерализованных подземных вод, выщелачивающих галит-ангидрит-гипсовые образования купола, а также отсутствие стока предопределили накопление в котловине мощной толщи легкорастворимых солей, главным образом хлористого натрия при незначительном содержании сульфатов кальция, магния и калия.

Котловина озера оказалась выполненной мощной толщей пластов и пачек галита, чередующихся с терригенным материалом — глинами и илами. В основании толщи залегают пачка чередования пластов сплошного галита и черного ила мощностью более 250 м. Выше залегают пласт глины (12 м), средний пласт сплошного галита (2 м), пласт глины и соленосных илов (13 м) и верхний пласт сплошного галита (4—19 м).

Эти отложения перекрыты слоем рапы толщиной 10—12 см, которая в летнее время полностью испаряется с выпадением тонкого рыхлого слоя соли — новосадки.

Промышленное значение имеет верхний современный пласт соли, залегающий горизонтально на неровной поверхности подстилающих соленосных илов и глин. Его максимальная мощность 12—19 м, а минимальная — 4—5 м.

Содержание галита в верхней пластовой залежи превышает 90 %; минералы-примеси — гипс, кальцит, карналлит. Средний химический состав соли (масс. %): натрий — 36,16; хлор — 56,63; кальций — 0,92; магний — 0,23; сульфат-ион — 1,91; нерастворимый остаток — 3,66. Кроме того, в тысячных долях процентов устанав-

ливаются бром, бор и калий. Запасы соли в верхнем рабочем пласте оцениваются в 775 млн т. В настоящее время в России оз. Баскунчак является одним из главнейших источников пищевой поваренной и кормовой соли с ежегодной добычей около 3,2 млн т.

Месторождение солей оз. Сёрлз находится в пустыне Мохаве (Калифорния, США). Оно вытянуто в меридиональном направлении на 16 км при ширине около 10 км и занимает площадь более 115 км².

Впадина озера заполнена континентальной эвапоритовой толщей, в верхней части которой залегают два соляных пласта, мощность которых 10—27 и 7—12 м. Они разделены пластом илов (4 м). Пласты сложены галитом, ганкситом, бурой, тропой. Слойки соли в этих пластах чередуются со слойками глинистых осадков. В соляных пластах содержится концентрированная межкристалльная рапа, составляющая 45—50 % их объема. В солевом составе рапы преобладает сульфат натрия, присутствуют карбонаты натрия, хлориды калия, тетраборат натрия, карбонаты лития, бром.

Кроме того, в рапе содержится вольфрам. При весьма незначительном содержании $WO_{3-0,008}^{0,005}$ общие запасы WO_3 составляют 80—85 тыс. т.

Озеро Сёрлз — самый крупный и по существу единственный источник природного сульфата натрия в США. Промышленные запасы одного лишь борного ангидрида (B_2O_3) в рапе соляных пластов составляют 17 млн т, а твердых боратов — около 100 млн т.

В настоящее время из рапы указанных соляных пластов получают поташ K_2CO_3 , сульфаты натрия и бораты. Ежегодно экспортируется около 32 тыс. т борной кислоты и 18 тыс. т борного ангидрида.

7.2. Индустриальное сырье

Индустриальным сырьем принято называть такое, в котором полезными компонентами являются минералы. Переработка подобного сырья сводится к извлечению из рудной массы промышленно ценных минералов. В подразделе рассмотрены наиболее распространенные представители индустриального сырья.

7.2.1. Алмазы

Алмаз является кубической модификацией самородного углерода; плотная упаковка атомов обуславливает его исключительно высокую твердость и жесткость. Плотность алмаза 3,513 г/см³, температура плавления 3 700—4 000 °С, температура сгорания на воздухе 850—1 000 °С. При нагревании до 1 200—15 000 °С без доступа воздуха алмаз переходит в графит. В импактитах и метеоритах

встречается редкая мелкокристаллическая гексагональная модификация углерода — разновидность алмаза — лонсдейлит.

Алмазы встречаются в виде кристаллов (чаще всего октаэдры и ромбододекаэдры) и бывают бесцветными или окрашенными в бледные цвета (голубоватые, желтоватые, зеленоватые). Различают ювелирные и технические алмазы. К ювелирным относят крупные прозрачные или слабо окрашенные кристаллы с присущим им сильным алмазным блеском, не имеющие дефектов (трещин, включений и т.д.). Специально ограненные ювелирные алмазы называют бриллиантами.

В основном добывают алмазы массой от 0,1 до 1,0 карата (1 кар = 0,2 г). Крупные кристаллы (более 100 кар) встречаются редко. Наиболее выдающимся по массе и красоте камням присваивают собственные имена, они пользуются мировой известностью.

Самый крупный в мире алмаз Куллинан был найден в Южной Африке в 1905 г. Это был обломок кристалла длиной 10 см, высотой 6,5 и шириной 5 см, массой 3 106 кар. После распиловки из него было получено 105 бриллиантов общей массой 1 063,65 кар: Звезда Африки — 530,2 кар, Куллинан-II — 317,4 кар и др.

Другие крупные алмазы: Эксельсиор массой 971,5 кар найден в ЮАР, изготовлен 21 бриллиант общей массой 373,75 кар; Кохи-и-Нур массой 800 кар найден в Южной Индии; Звезда Сьерра-Леоне, массой 969,9 кар.

Кроме этого известно еще 10—15 наиболее крупных камней массой от 200 до 970 кар.

Наиболее крупными и ценными историческими бриллиантами России являются Орлов (вставленный в золотой скипетр) массой 189,62 кар и Шах — 88,7 кар.

Большая часть добываемых алмазов приходится на долю технических сортов, среди которых различают борт, баллас, карбонадо и конго. Борт — мелкие кристаллы неправильной формы и сростки. Баллас — шарообразные мелкозернистые агрегаты, оболочка которых более твердая, чем ядро. Карбонадо — черные, серые, зеленовато-серые тонкозернистые пористые агрегаты алмазных зерен. Конго — наиболее низкосортные мелкие алмазы, используемые лишь в качестве абразивного материала.

Важнейшей областью применения технических алмазов в настоящее время является изготовление сверл, резцов, стеклорезов, фильеров (волоков) для получения проволоки, абразивных порошков и паст, заправка алмазных пил, армирование буровых коронок для механического вращательного бурения и т.д.

Благодаря уникальным свойствам алмаза — прочности, термостойкости, устойчивости к воздействию агрессивных сред — сфера его применения неуклонно расширяется, охватывая области новейших технологий, оборонные отрасли и т.д. Алмаз используют в электронных приборах, предназначенных для работы в силь-

ных электрических полях, при высоких температурах, в условиях повышенного уровня радиации, благодаря чему алмаз приобрел статус стратегического сырья. Со второй половины XX в. объем потребления технических алмазов стал одним из показателей уровня промышленного потенциала развитых стран.

До конца 1950-х гг. в технике использовались только природные алмазы. В 1953 г. были получены первые искусственные алмазы, промышленное производство которых началось в 1957 г., а уже в 1959 г. было произведено около 1 млн кар синтетических алмазов. Производство синтетических алмазов налажено в США, ЮАР, Ирландии, Швеции, Японии и России. В начале 1970-х гг. по объему использования в промышленности синтетические алмазы опередили природные.

В настоящее время время производство синтетических алмазов почти в 10 раз превышает добычу природных технических алмазов и в 1997 г. составило 450 млн кар. По оценкам экспертов, границы применения алмаза в XXI в. будут постоянно расширяться и он сохранит высокую экономическую значимость.

Коренные месторождения алмазов связаны с продуктами платформенного магматизма — кимберлитами и лампроитами. Алмазоносные кимберлиты — основной источник ювелирных и технических алмазов. Кимберлиты залегают обычно в виде трубок — конусообразных, суживающихся вниз рвущих тел, имеющих округлые, эллипсовидные сечения. Значительно реже кимберлиты образуют тела иной формы — штоки, линзы, дайки, силлы. Трубки в большинстве случаев вертикально ориентированы и прослеживаются среди пород платформенного чехла и кристаллических образований фундамента на глубины до 2 км и более. Диаметр тел в верхней кратерной части колеблется от первых десятков до многих сотен метров, с глубиной диаметр уменьшается, и трубки выклиниваются или переходят в дайки. Кратерные части сложены обычно обломочными породами, осыпавшимися с бортов трубки. Основное тело — диатрёмовая часть — выполнено кимберлитами нескольких генераций и их туфами, на глубине, в канальной части, они сменяются массивными кимберлитами (рис. 7.5).

Кимберлит — ультраосновная гипабиссальная порода порфировой структуры, представляющая собой эруптивную брекчию, сменяющуюся на глубине массивной породой. Характерной особенностью кимберлитов является присутствие в них многочисленных обломков вмещающих пород и глубинных обособлений. Образование алмазов происходит вероятно на больших глубинах в процессе генерации кимберлитовой магмы. Содержание алмазов в кимберлитах колеблется в широких пределах от 0,01 до 0,8 кар/т, редко достигая 3—4 кар/т в наиболее богатых трубках.

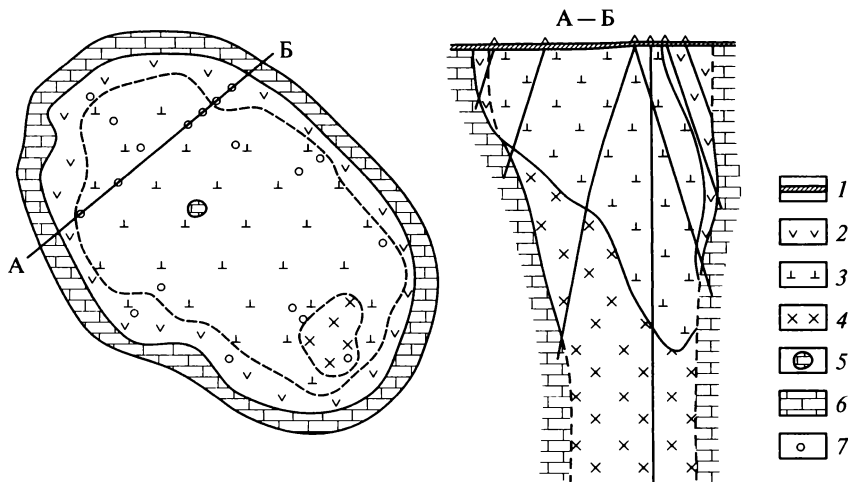


Рис. 7.5. Схематический план и разрез алмазоносной трубки «Мир»:

1 — элювиально-делювиальные отложения; 2—4 — кимберлиты (2 — измененный желтого цвета, 3 — зеленого цвета, 4 — зеленовато-черного цвета); 5 — ксенолит карбонатных пород; 6 — вмещающие карбонатные породы; 7 — буровые скважины

Алмазоносные кимберлитовые трубки известны в Южной и Западной Африке, на Сибирской платформе, на северной окраине Восточно-Европейской платформы, в Индии, Бразилии, Венесуэле и других странах. Наиболее значительные месторождения находятся в Африканской алмазоносной провинции. Мировой известностью пользуются многие российские месторождения: трубки Мир, Удачная, Зарница и другие в Якутской алмазоносной провинции, трубка им. В. Гриба, месторождение им. Ломоносова в Архангельской алмазоносной провинции.

Кимберлиты не единственный источник алмазов. В Австралии в последние десятилетия открыты крупные месторождения, связанные с лампроитами — щелочными породами, отличающимися от кимберлитов повышенными содержаниями калия, фтора и другими петрохимическими особенностями. Алмазоносные лампроиты, как и кимберлиты, образуют тела трубообразной формы, периферическая часть которых сложена лампроитовыми туфами и брекчиями, а центральная — массивными лейцитовыми или оливиновыми лампрофирами. В верхних частях трубок наблюдаются элементы вулканических построек, отложения кратерных озер (рис. 7.6). Содержание алмаза в лампроитах достигает 5—6,8 кар/т.

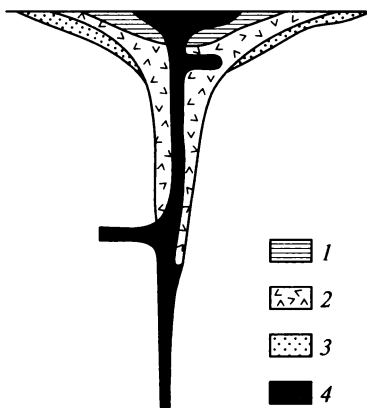
Многочисленные (более 100) тела алмазоносных лампроитов наряду с кимберлитами выявлены в Западной Австралии, где в связи с этим выделена Австралийская алмазоносная провинция.

Крупнейшие зарубежные месторождения и районы добычи алмазов

Название месторождения	Геолого-промышленный тип	Размеры трубок	Содержание алмазов	Запасы, млн кар Ресурсы, млн кар	Годовая добыча	Способ разработки
Александр-Бей, ЮАР	Россыпной	—	100— 300 кар/м ³	—	—	Карьер
Аргайл-район (трубка АК-1), Австралия	Лампроитовый (трубка)	В плане: длина 1440 м ширина 150—370 м площадь 47 га	2,44 кар/т	—	26 млн кар	То же
Джваненг, Ботсвана	Кимберлитовый (три трубки)	Общая площадь 50,8 га, глубина до 600 м	1,25 кар/т	$\frac{40}{373}$	11,5 млн кар	»
Кимберли-район (трубка Кимберли), ЮАР	Кимберлитовый (трубки)	—	0,162 кар/т	$\frac{1,5}{30}$	569 тыс. кар	Карьер подземный
Летлахакане, Ботсвана	Кимберлитовый (две трубки)	Площадь 11,6 га и 3,6 га	0,273 кар/т	$\frac{1,9}{1,4}$	959 тыс. кар	Карьер
Орана, Ботсвана	Кимберлитовый (трубка)	Овал 1 670×1 210 м, площадь 113 га	0,83 кар/т	$\frac{158,5}{161,5}$	12,2 млн кар	То же
Премьер, ЮАР	Кимберлитовый (трубка)	Площадь 32 га, глубина до 760 м	0,626 кар/т	$\frac{21}{133}$	1,78 млн кар	Карьер до глубины 355 м, подземный

Рис. 7.6. Модель лампроитовой трубки («бокал шампанского» по терминологии австралийских геологов):

1 — сланцы; 2 — туфы; 3 — песчаные туфы; 4 — массивные лампроиты



Важное промышленное значение имеют россыпные месторождения алмазов, в которых сосредоточены значительные запасы. Среди алмазоносных россыпей выделяют различные типы: элювиальные, делювиальные и аллювиальные, озерные, прибрежно-морские и др. Содержание алмаза в россыпях различного типа колеблется от сотых долей карата до 10 кар/т и более. При этом россыпные месторождения характеризуются высокой долей ювелирных алмазов. Наиболее значительные россыпные месторождения располагаются вдоль Атлантического побережья Африки в ЮАР, Намибии и других странах.

В настоящее время ресурсы алмазов оцениваются в 5 млрд кар, общие запасы в 27 странах мира (без России) составляют 895 млн кар; более половины запасов заключены в коренных месторождениях. Ежегодная добыча алмазов 90—100 млн кар, более половины из них — ювелирные сорта. Ведущими странами по добыче алмазов являются Австралия, Ботсвана, ЮАР, Демократическая Республика Конго, Россия, Намибия, Ангола, Канада (табл. 7.1).

7.2.2. Графит

Графит — полиморфная модификация углерода гексагональной сингонии. В природе графит встречается в виде рассеянных чешуек, или агрегатов, сложенных гибкими неупругими кристаллами, либо плотных зернистых агрегатов, иногда в виде плотных тонкодисперсных скрытокристаллических масс. Главнейшие свойства графита: весьма высокая огнеупорность (температура плавления 3850 ± 50 °С), высокая тепло- и электропроводность, химическая инертность, мягкость, пластичность, высокая кроющая способность. Графитовые руды подразделяют на явно кристалли-

Геолого-промышленные типы и примеры месторождений графита

Название месторождения	Геолого-промышленный тип	Форма залежей	Главные минералы	Вмещающие породы	Масштаб, содержание углерода
Ботогольское, Бурятия (Россия)	Магматический	Линзовидные залежи, гнезда	Плотнокристаллический графит, графит-пироксен-кальцитовые агрегаты	Нефелиновые сиениты, контакты с известняками	Мелкое, от 5—12 до 60—98 %
Курейское, Красноярский край (Россия)	Контактово-метаморфический	Пластовая залежь, мощность 15—20 м	Скрытокристаллический графит, мелко- и крупночешуйчатый графит	Графитовые сланцы, песчаники, аргиллиты, мраморизованные карбонатные породы, угли, диабазы	Крупное, от 5,7 до 14,3 %
Завальевское, Кировоградская обл. (Украина)	Метаморфогенный	Пластовые залежи и линзы вкрапленных руд	Крупночешуйчатый графит, кварц, калишпат, плагиоклаз и др.	Графитоносные гнейсы, мраморы, кварциты, амфиболовые гнейсы	Очень крупное, 6—10 %

ческие со средним размером кристаллов более 1 мкм и скрытокристаллические (размер кристаллов менее 1 мкм). В промышленных чешуйчатых рудах массовая доля графита составляет от 2 до 15 %; они легко обогащаются (с получением 60 %-го флотационного концентрата). В плотнокристаллических рудах доля графита 35—40 % и более. Скрытокристаллические руды содержат 50—90 % (в среднем 70 %) углерода, они труднообогатимы, минимальное содержание в них около 20 %.

Кроме природного графита в промышленности широко используют его синтетические аналоги, получаемые из антрацита, нефтяного кокса и отходов доменного производства.

Основную массу графита используют в качестве огнеупоров, в производстве высокоуглеродистой стали, в литейном деле, в электротехнике. Графит широко применяют в производстве смазок, в лакокрасочной промышленности и оргтехнике, в ядерной технике и на атомных электрических станциях. Он является также сырьем для производства синтетических алмазов.

Мировые ресурсы графита составляют около 600 млн т, ежегодная добыча превышает 600 тыс. т. Основные запасы и производство сосредоточены в Китае, Мексике, Украине, Чехии, Южной Корее, Бразилии и др. Россия обладает значительными запасами графита.

Геолого-промышленные типы месторождений графита разнообразны. Наибольшее значение имеют:

группа магматических, пегматитовых, скарновых месторождений — линзы, жилы, неправильные тела богатых руд высококачественного плотнокристаллического графита — Ботогольское месторождение (Россия), месторождения Канады, Индии, США и др.;

месторождения метаморфического генезиса — пластовые залежи и линзы вкрапленных руд чешуйчатого графита среди глубокометаморфизованных толщ Завальевское (Украина), Тайгинское (Россия), месторождения Чехии, США, Мадагаскара;

контактово-метаморфические месторождения (образованные за счет метаморфизма углей) — пластовые залежи и линзы богатых скрытокристаллических руд в осадочных толщах — Курейское, Ногинское (Россия), месторождения Мексики, Австралии и др.

Основное значение в мировом балансе графитового сырья имеют метаморфогенные месторождения, представленные телами вкрапленных руд чешуйчатого графита в гнейсах, кристаллических сланцах и других метаморфических образованиях обычно докембрийского возраста, а также пластовые залежи и линзы апокаменноугольного, преимущественно скрытокристаллического, графита.

Примеры перечисленных типов приведены в табл. 7.2.

7.2.3. Асбесты

В группу асбестов объединены минералы, обладающие способностью легко расщепляться на тонкие прочные волокна. Среди них выделяют две главные группы: серпентин-асбесты и амфиболовые асбесты. К первой относят наиболее широко распространенный и самый важный в промышленном отношении хризотил-асбест. В группу амфибол-асбестов входят крокидолит, амозит, антофиллит, иногда тремолит, актинолит и др. Индивидуальные волокна представляют собой тончайшие трубочки диаметром в сотые—тысячные доли микрометра, длиной от десятых долей миллиметра до 160 мм и более. Наиболее распространены волокна хризотил-асбеста длиной 2—5 мм, содержание волокна длиной 20—30 мм обычно не превышает 1 %, волокно длиной более 100 мм встречается исключительно редко. Промышленная ценность асбеста определяется его огнестойкостью, устойчивостью к воздействию кислот, щелочей, длиной волокна и его прочностью. Асбест широко используют в технике и строительстве для изготовления различных асбестоцементных, асбестобитуминозных и других изделий, в химической промышленности для производства кислото- и щелочестойких материалов, пластмасс; длиноволокнистые (текстильные) сорта применяют для изготовления защитной одежды и т.д.

Асбест образуется в результате гидротермального изменения богатых магнием магматических пород ультраосновного состава и доломитов. Обычно он образует маломощные жилы и прожилки, густая сеть которых пронизывает измененные породы. Масштаб месторождений и качество сырья зависят от состава исходных пород, интенсивности гидротермального процесса, структурных условий формирования залежей.

Выделяют четыре главнейших геолого-промышленных типа месторождений асбеста (Н.И.Еремин, 2007):

линзо- и трубообразные залежи и жилы с хризотиловой минерализацией в серпентинизированных альпинотипных и стратиформных ультрамафитах дунит-гарцбургитовой (Россия, Канада, Казахстан, КНР и др.) и габбро-пироксенит-перидотитовой (ЮАР, Зимбабве) формаций (на первые из них приходится 92—93 % мировых запасов асбестов и 90 % добычи, на вторые — соответственно 2—3 и 8 %);

пластовые и жилообразные зоны серпентинизации с хризотиловой минерализацией в апокарбонатных магнезиальных породах — скарноидах (США, Россия, КНР);

пластовые жилы с крокидолитом и амозитом в железокремнистых породах типа железистых кварцитов и яшм близ контактов с доломитами (ЮАР и др.), включающие до 1,5 % мировых запасов асбестов и около 1,5 % добычи;

Таблица 7.3

Геолого-промышленные типы и примеры асбестовых месторождений

Название месторождений	Геолого-промышленный тип	Форма залежей	Главные минералы	Вмещающие породы	Масштаб месторождений, стадии освоения
Баженовское (Россия)	Серпентинизированные ультрабазиты	Линзовидные и штокообразные тела	Хризотил-асбест	Серпентинизированные массивы дунит-гарцбургитовой формации	Крупное, разрабатывается
Молодежное (Россия)	Серпентинизированные ультрабазиты	Эллипсоидная залежь штокеркового прожилкования	То же	Гипербазитовый массив (гарцбургиты, дуниты)	15 млн т асбестового волокна, резерв
Месторождения штата Аризона (Солт-Ривер и др., США)	Асбестоносные серпентиниты на контактах доломитов и силлов диабазов	Согласные пластообразные залежи	»	Доломитизированный известняк	Мелкие, разрабатываются
Куруман, Прииска, Капская провинция (ЮАР)	Асбестоносные доломиты с железистыми кварцитами	Согласные жилы	Крокидолит-асбест	Магнетитовые кварциты	Крупные, разрабатываются карьерами
Лайденбург, Трансвааль, (ЮАР)	Асбестоносные железистые кварциты и доломиты	Согласные жилы	Амозит	Железистые кварциты	Крупное, разрабатывается
Бугетсайское (Казахстан)	Асбестоносные ультрабазиты метаморфических комплексов	Линзы и штокообразные тела	Антофиллитасбест, тальк	Метаморфизованные тела гипербазитов	То же

гнездо-, линзо- и штокообразные тела с антофиллит-асбестовой минерализацией в апоультрамафитах амфиболито-гнейсовых комплексов (Мозамбик, Индия, Казахстан, Россия и др.), на которые приходится 1,5 % мировых запасов и 1,5 % добычи асбестов.

Среди месторождений хризотил-асбеста наиболее крупные промышленные образования принадлежат первому типу, в составе которого по строению жил асбеста и их взаимному расположению иногда выделяют баженовский, лабинский и карачаевский подтипы.

Примеры основных типов приведены в табл. 7.3.

Общие запасы асбеста в мире превышают 250 млн т, крупнейшие — в Казахстане, Канаде, Китае.

Ежегодная добыча асбеста достигает 2 млн т, основные производители асбестового волокна — Канада, Россия, Казахстан, Бразилия, Китай.

Молодежное месторождение хризотил-асбеста расположено на склоне Южно-Муйского хребта (Бурятия) и приурочено к одноименному массиву ультрабазитов.

Большая часть массива сложена гарцбургитами с подчиненным развитием дунитов. Нередко эти породы превращены в серпентиниты лизардитового, хризотил-лизардитового, хризотил-антигорит-лизардитового, брусит-хризотил-лизардитового, антигоритового состава и др.

В северо-западной части массива появляются тальк-карбонатные и тальковые образования.

Промышленная хризотил-асбестовая минерализация локализована в центральной части массива, где образовалась эллипсоидная залежь с отчетливо выраженной концентрической зональностью, очень близкая по строению залежи Баженовского месторождения. Ее длина около 700 м и ширина 300—460 м. В центральной части находится гарцбургитовое ядро размером до 350 м в поперечнике, местами серпентинизированное с бедной асбестоносностью.

Далее следуют, сменяя друг друга, четыре зоны серпентинизированных гарцбургитов и серпентинитов с различными типами асбестоносности: простых отороченных жил, крупной сетки, мелкой сетки, просечек и т.д. Три внутренние зоны содержат промышленные руды.

Образование хризотил-асбеста связано с метаморфизмом пород массива, проявленного в несколько стадий возможно в результате контактового воздействия гранитоидов.

Разведанные запасы асбестового волокна составляют почти 15 млн т при среднем содержании 6,7 %. Месторождение уникально по исключительно высокому (более 15 % запасов) содержанию текстильных сортов волокна.

7.2.4. Слюды

Наибольшее промышленное значение имеют слюды — мусковит, флогопит, а также гидрослюда — вермикулит. Эти минералы имеют ряд ценных свойств: способность расщепляться на тонкие упругие пластинки, высокие диэлектрические свойства, термическую и химическую стойкость, механическую прочность.

Качество сырья определяется размерами кристаллов, характером их поверхности по направлению спайности, показателями диэлектрических свойств, термостойкости и др. Кристаллы слюды с площадью пластин не менее 4 см² называют забойным сырцом. По его количеству определяют запасы месторождения. В результате очистки забойного сырца получают промышленный сырец, который подразделяется на сорта в зависимости от размеров, степени волнистости и т.д. Более 90 % высококачественных крупно-размерных кристаллов мусковита (листовая слюда) используется в электро-, радио- и телетехнике.

Мелкую слюду, как отходы производства листовой слюды, называют скрапом. Чешуйки мелкой слюды получают и при добыче. Скрап, мелкая слюда, молотая и дробленая идут на производство огнестойких материалов, красок, пластмасс и т.д.

Около 90 % мирового производства слюды приходится на мусковит, 10 % — на флогопит. Годовое производство слюды в мире превышает 300 тыс. т.

Основная часть производимой в мире слюдяной продукции представлена дезинтегрированной слюдой, высококачественная листовая слюда производится в очень небольшом количестве. Основные продуценты высококачественной слюды — Индия, Бразилия, Аргентина, Малагасийская Республика (мусковит); листовой флогопит получают в Канаде и Малагасийской Республике. В России добыча листовой слюды и скрапа производится на месторождениях Мамско-Чуйского, Гута-Бирюсинского и Карело-Кольского районов (рис. 7.7).

Выделяется пять мировых геолого-промышленных типов месторождений слюд (Н. И. Еремин, 2007):

штокообразные, дайковые, линзовидные и пластовые тела аляскитовых гранитов с рассеянной мелкочешуйчатой мусковитовой минерализацией;

согласные пластовые, секущие трубообразные, жильные и неправильной формы тела мусковитоносных плагиоклазовых и плагиоклаз-микроклиновых гранитных пегматитов, обычно зональные, в древних высокометаморфизованных толщах; они содержат крупнокристаллический мусковит (месторождения Мамско-Чуйской и Карело-Кольской провинций в России, месторождения Индии, Бразилии, Зимбабве и других стран);

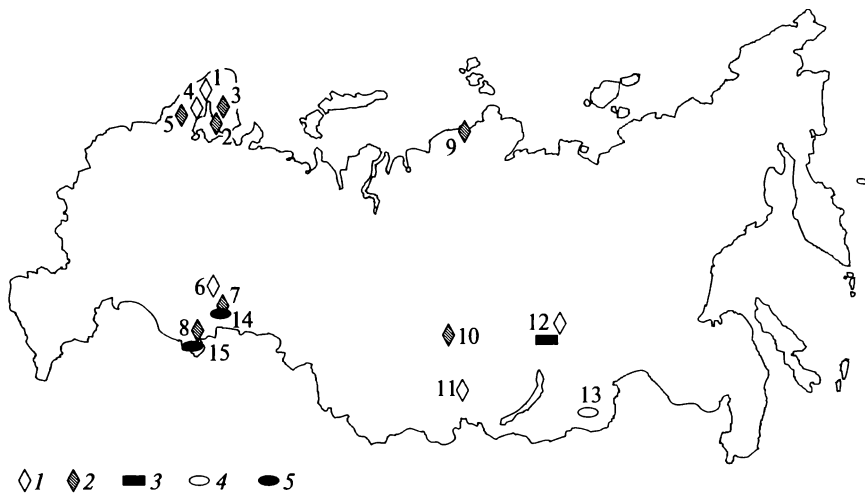


Рис. 7.7. Схема размещения мусковитоносных районов России
(по А. В. Ткачеву и др., 2002):

ведущие формационные типы месторождений в районах: гранитные пегматиты: 1 — мусковитовые; 2 — редкометалльно-мусковитовые; 3 — метаморфические слюдяные сланцы; 4 — грейзены; 5 — проявления кор выветривания (14 — Пластовское, 15 — Саздинское); 1—13 — слюдоносные районы (1 — Енский, 2 — Стрельнинский, 3 — Рамозерско-Кейвский, 4 — Чупино-Лоухский, 5 — Кемско-Беломорский, 6 — Сысертский, 7 — Слюдяногорский, 8 — Ольгинский, 9 — Бирулинский, 10 — Кондаковский, 11 — Бирюсинский, 12 — Мамско-Чуйский, 13 — Агинский)

линзы, трубы, гнезда, жилы, неправильной формы метасоматические залежи крупнокристаллического флогопита в карбонатитовых комплексах; наряду с флогопитом они могут быть источником вермикулита (месторождения Ковдор, Гулинское, Маган и другие в России; месторождения ЮАР, Бразилии, Канады, Малагасийской Республики и других стран);

жилы, линзовидные, пластообразные, гнездовые, столбообразные, седловидные и другие залежи крупнокристаллического флогопита среди диопсидовых, кварц-диопсидовых, скаполит-диопсидовых пород, пироксен-роговообманковых сланцев, доломитов, кальциферов в составе древних высокометаморфизованных гранитогнейсовых комплексов (месторождения Алданской слюдоносной провинции в России, Памирской — в Таджикистане, ряд месторождений Канады и др.);

пластовые, линзовидные, жило-, гнездо- и штокообразные залежи вермикулита, залегающие в корах выветривания массивов ультраосновных (пироксенитовых) и ультраосновных щелочных пород, развивающиеся за счет непромышленных скоплений био-

тата и промышленной флогопитовой минерализации (месторождения США, ЮАР, Ковдор в России и др.).

Помимо этого значительная часть добычи мелкочешуйчатого мусковита в нашей стране принадлежит грейзеновым месторождениям, где он является попутным компонентом редкометалльных руд.

7.2.5. Барит и витерит

Барит (тяжелый шпат) — сульфат бария — $BaSO_4$. Высокая плотность барита ($4,2—4,7$ г/см³) определяет основную область использования его в промышленности (90 %) как утяжелителя промывочной жидкости при бурении глубоких нефтяных и газовых скважин. Прозрачные бесцветные кристаллы относятся к оптическому бариту. Барит кислотостоек, способен поглощать рентгеновское и радиоактивное излучение. Благодаря этим свойствам барит используют в химической и лакокрасочной промышленности, в производстве специальных сортов резины, в качестве наполнителей при изготовлении высококачественных сортов бумаги, в медицине, строительстве, для защиты от рентгеновского излучения и т.д.

Другой промышленный минерал барита — витерит — карбонат бария $BaCO_3$; по своим физическим свойствам (плотность $4,3—4,4$ г/см³) близок бариту, но не является химически стойким, растворим даже в слабых кислотах. Витерит значительно меньше распространен в природе, поэтому использование его ограничено. Его применяют главным образом в химической промышленности. Руды барита и витерита всегда требуют обогащения.

подавляющее большинство баритовых и баритсодержащих месторождений относят к гидротермальному и гидротермально-осадочному, а также к россыпному типам. Гидротермальные месторождения представлены жилами, линзами, телами неправильной формы. По минеральному составу выделяют баритовые, барит-витеритовые, кварц-баритовые, кальцит-баритовые, флюорит-баритовые, барит-сидеритовые и другие жилы. Стратиформные гидротермально-осадочные месторождения располагаются в осадочных и вулканогенных породах в виде согласных пластовых и линзовидных залежей. Размеры таких залежей достигают нескольких квадратных километров при мощности $15—20$ м и более (табл. 7.4). В России известны месторождения всех типов, по минеральному составу преобладают месторождения сульфидно-баритовых (барит-колчеданных и барит-полиметаллических) и собственно баритовых руд (рис. 7.8).

Общая мировая добыча превышает 7 млн т в год и неуклонно возрастает; наиболее крупные производители Китай (до 3,5 млн т), Индия (до 0,5 млн т), США (до 0,7 млн т), Марокко. В России

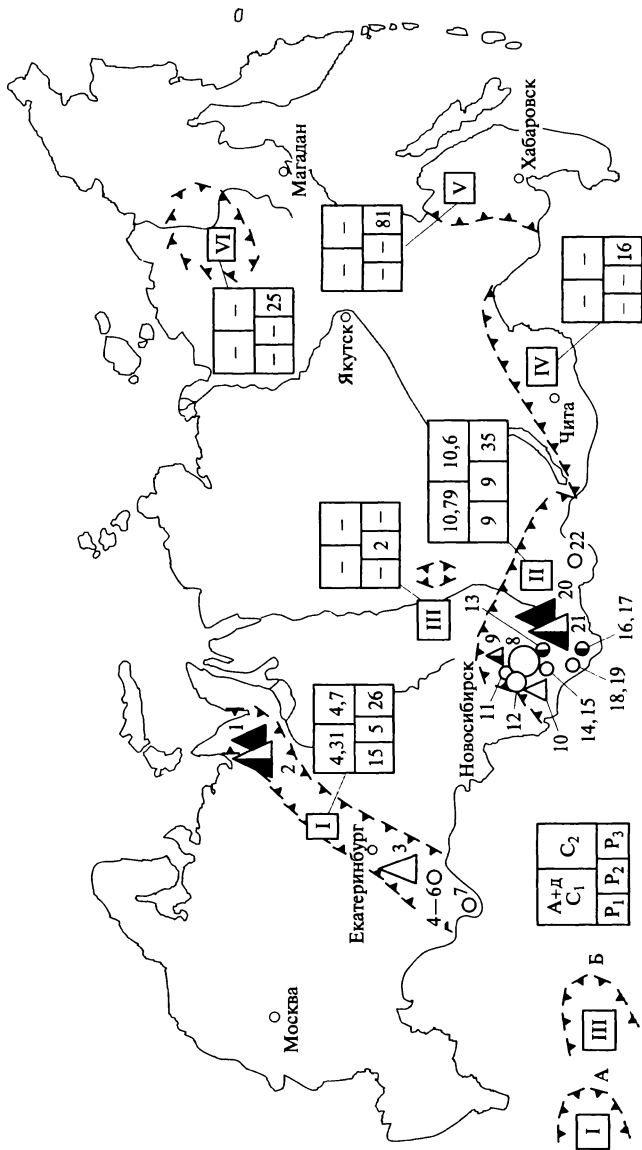


Рис. 7.8. Схема размещения запасов и прогнозных ресурсов барита (по Г. Ахманову и др., 1995):

месторождения: 1 — Хойлинское; 2 — Малохойлинское; 3 — Медведевское; 4 — Молодежное; 5 — Чебачье; 6 — Талганское; 7 — Джусинское; 8 — Кварцитовая Сопка; 9 — Белоключевское (техногенное); 10 — Ново-Урское (техногенное); 11 — Белоключевское; 12 — Ново-Урское; 13 — Первомайское; 14 — Троицкое; 15 — Самойловское; 16 — Зареченское; 17 — Среднее; 18 — Степное; 19 — Юбилейное; 20 — Толченское; 21 — Кутень-Булуковское; 22 — Кызыл-Таштыгское (запасы месторождений 2, 21 не учтены Государственным балансом); А — провинции с установленной баритоносностью: I — Уральская, II — Алтае-Саянская; Б — перспективные провинции и субпровинции: III — Енисейская, IV — Забайкальская, V — Дальневосточная, VI — Колымская

Примеры месторождений барита

Название	Страна	Геолого-промышленный тип	Форма залежей	Главные минералы	Вмещающие породы	Масштаб месторождений	Стадия освоения
Чордское	Грузия	Гидротермальный	Многочисленные залежи	Барит, кальцит, кварц	Вулканогенные осадочные породы юрского возраста	Среднее	Подземная разработка
Апшринское	Грузия	Гидротермально-метасоматический	Пластовая образная	Барит, доломит, сидерит, кальцит	Известняки в терригенно-карбонатной толще юрского возраста	Крупное	Разведанное
Чиганак	Казахстан	Осадочный	Пласт протяженностью 2 км, мощностью 5—30 м	Барит, кварц	Толща яшмокварцитов, глинисто-кремнистых сланцев, песчаников кембрия—ордовика	То же	То же
Минами — Шираои	Япония	Колчеданный (гидротермально-осадочный)	Пластовая лентовидная неправильная	Барит, кварц, пирит, халькопирит	Вулканогенные породы — зеленые туфы миоценового возраста	Мелкое	Добыча карьером
Месторождения штатов Джорджия и Миссури	США	Элювиально-делювиальные коры выветривания	Плащеподобные залежи	Обломки барита	Глины, охры кор выветривания доломитов	Мелкие	Открытая разработка

добыча составляет 150—160 тыс. т в год. Общие запасы барита в мире превышают 600 млн т, большая часть их (61 %) — в Казахстане, Индии, Китае.

7.2.6. Флюорит

Флюорит (плавиковый шпат CaF_2) — основной природный минерал фтора. Он не только служит источником фтора, но в основном используется как промышленный минерал: оптический флюорит — бездефектные прозрачные кристаллы применяют в оптике для изготовления разнообразных оптических деталей приборов, а флюсовый — в металлургии в качестве флюса. В химическую промышленность идет химический (кислотный) флюорит для получения плавиковой кислоты. Керамический флюорит применяют при варке белых или окрашенных стекол. Цементный флюорит добавляют в цементную шихту для повышения ее качества.

В промышленных рудах содержание CaF_2 колеблется от 50 % и более — в богатых рудах, до 35—50 % — в средних и до 35 % — в рядовых; началось использование и низкосортных руд (15—30 %).

Мировые подтвержденные запасы в 44 странах мира оцениваются в 210 млн т. Основные держатели запасов — ЮАР, Мексика, Россия, Китай, Монголия.

Ежегодно в мире в 26 странах получают около 4,95 млн т концентрата плавикового шпата; лидером в его производстве является Китай (свыше 2,7 млн т), за ним следуют Мексика, Монголия, ЮАР, Россия.

Россия занимает 3-е место в мире по подтвержденным запасам (22 млн т); все 25 учтенных месторождений находятся в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке (рис. 7.9). Среднее содержание CaF_2 в рудах составляет 39 %. Добыча плавиково-шпатовых руд осуществляется на 13 месторождениях: Эгитинском (Бурятия); Солонечном и Усуглинском (Читинская область); Вознесенском и Пограничном (Приморье) и др. Потребности плавикового шпата в России значительно превышают производство; дефицит покрывается импортом из Китая и Монголии.

Важнейшими геолого-промышленными типами флюоритовых месторождений являются:

сложные по форме тела дифференцированных камерных пегматитов в апикальных частях гранитных плутонов как источник кристаллов оптического флюорита;

гидротермальные жилы, секущие зоны дробления и трубообразные тела в терригенно-осадочных, изверженных и редко в карбонатных породах;

стратиформные гидротермальные залежи преимущественно в карбонатных породах.

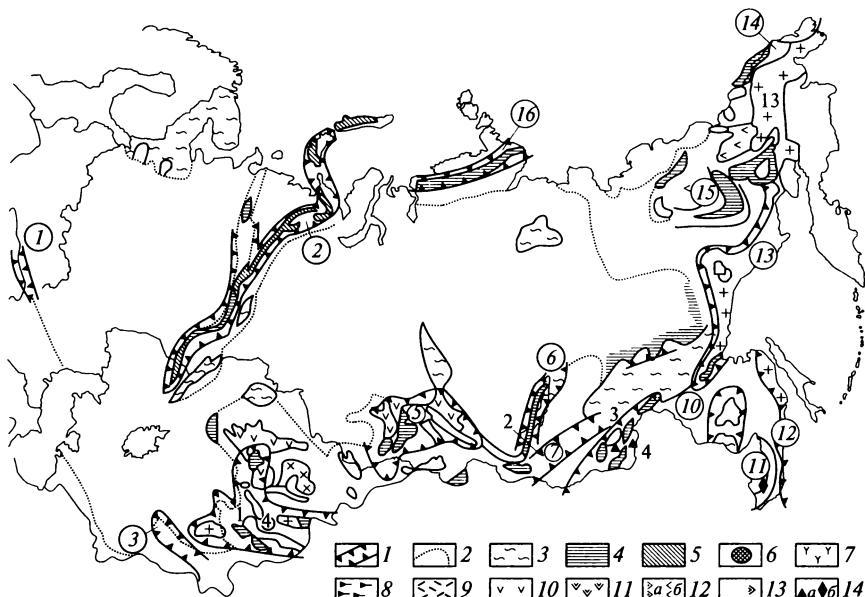


Рис. 7.9. Схема размещения основных флюоритоносных регионов территории России и сопредельных стран (структурно-формационная основа, по Л. П. Зоненшайну, М. И. Кузьмину, Л. М. Потапову):

1 — флюоритоносные пояса и зоны; 2 — границы складчатых областей; 3 — докембрийское основание щитов, краевых частей платформ и древних массивов в складчатых областях; 4 — карбонатные, терригенно-карбонатные, кремнисто-карбонатные шельфовые чехлы краевых частей платформ и древних массивов; 5 — терригенно-карбонатные шельфовые палеозойские комплексы западной полосы Урала и Новой Земли; 6—8 — фрагменты вулканоплутонических поясов внутриплитного (рифтогенного) типа (6 — позднепалеозойские, 7 — девонские, 8 — мезозойские); 9—13 — вулканоплутонические пояса активных континентальных окраин (9 — протерозойский, 10 — девонские, 11 — позднепалеозойские, 12 — мезозойские (а — меловой Охотско-Чукотский, б — прочие), 13 — мел-палеогеновый); 14 — крупнообъемные месторождения флюорита (а — 1 — Таскайнар, 2 — Наран, 3 — Горогор, 4 — Ургуй; б — Вознесенское, Пограничное; цифры в кружках — флюоритоносные пояса)

Пегматитовые месторождения являются комплексными: помимо крупных кристаллов флюорита они содержат горный хрусталь, кварц для плавки, полево шпат и др.

Гидротермальные жильные месторождения являются одним из главных промышленных источников плавикового шпата. Их отличает высокое (до 90 %) содержание CaF_2 в рудах, простой минеральный состав (флюорит и кварц, реже карбонаты, барит и сульфиды). Типичными представителями этого типа в нашей стране являются Солонечное и Усуглинское месторождения. За рубежом

к этому типу относятся месторождения Китая, Восточной Монголии, Франции и др.

Стратиформные согласные гидротермальные залежи пластовой, линзовидной, пластообразной и других форм в настоящее время являются ведущими по запасам и по добыче плавикошпатового сырья. Руды этих месторождений заметно беднее: 15—70 % CaF_2 .

Вознесенское флюоритовое месторождение (Приморье) расположено среди органогенных известняков и филлитовидных сланцев нижнего кембрия, прорванных штоком раннепалеозойских лейкократовых порфирированных гранитов. Апикальная часть штока ниже контакта с известняками превращена в кварцево-слюдистые и топазовые грейзены, глубже граниты альбитизированы. Широко развиты дайки диоритового состава.

В экзоконтактной части гранитного штока среди известняков развита рудная зона апокарбонатной флюоритовой минерализации. Рудная зона прослеживается на 1,5 км и осложнена двумя рудными столбами. Руды представлены слюдисто-флюоритовым типом и состоят из флюорита (63—66 масс. %) и светлых слюд (25—35 %); включают также небольшие количества турмалина, касситерита, топаза. Внутреннее строение рудных тел осложняется многочисленными дайками диоритовых порфиритов, апофизами гранитов. В настоящее время месторождение является основным поставщиком флюоритового сырья в Россию.

7.2.7. Магнезит и брусит

Магнезит MgCO_3 и брусит Mg(OH)_2 — высокомагнезиальные минералы, используемые для получения из них оксида магния MgO , который применяют в производстве огнеупоров (около 90 % добываемого сырья), в сельском хозяйстве и медицине.

В настоящее время обжиг природных магнезита и брусита обеспечивает 2/3 мирового производства оксида магния и 1/3 получают экстракцией из морской воды, подземных и поверхностных рассолов.

Наиболее крупной сырьевой базой магнезита располагают Россия, Китай, КНДР, Австрия, Греция, Турция. Месторождения брусита выделяются редко, они известны в России, Канаде, КНДР и некоторых других странах.

Общий объем мировой добычи природного магнезита составляет около 16 млн т. Ведущими производителями являются Китай (32 %), Россия (23 %), КНДР (около 11 %), Турция (около 6 %). Схема магнезитоносности России представлена на рис. 7.10.

Согласно Н. И. Еремину (2007), важнейшими геолого-промышленными типами месторождений магнезита и брусита являются:

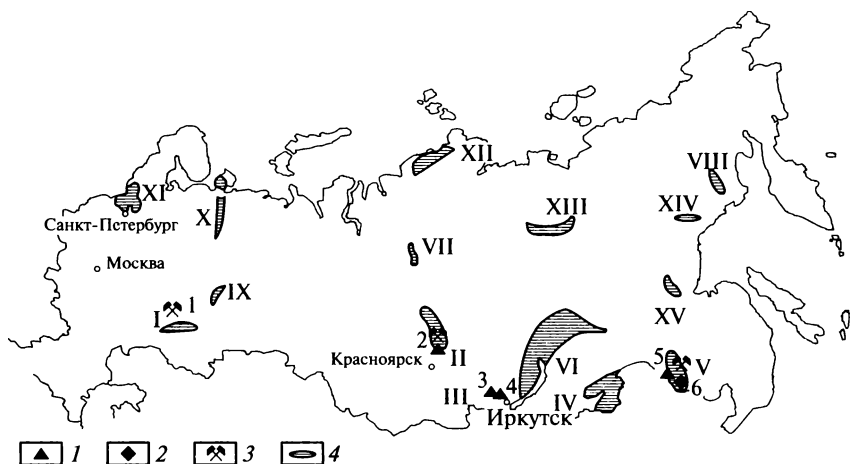


Рис. 7.10. Схема магнетитоносности России (по А. И. Шевелеву, 2001):
месторождения: 1 — магнетита, 2 — брусита, 3 — разрабатываемые (1 — Саткинской группы, 2 — Удередейской группы, 3 — Савинское, 4 — Онотское, 5 — Сафонихинское, 6 — Кульдурское); 4 — магнетитоносные провинции (I — Южно-Уральская, II — Енисейская, III — Присянская, IV — Пришилкинско-Аргунская, V — Хинганская, VI — Бодайбинская, VII — Туруханская, VIII — Прикольмская, IX — Кваркушко-Каменногорская, X — Таманская, XI — Карельская, XII — Таймырская, XIII — Анабарская, XIV — Оленекско-Хараулахская, XV — Кербинская)

стратиформные залежи кристаллического или оталькованного магнетита в осадочных карбонатно-магнезиальных толщах протерозоя — раннего палеозоя (Саткинские и другие месторождения России, месторождения Китая, Австрии, Словакии, КНДР, Испании, Бразилии), включающие около 85 % мировых запасов;

штокверковые и штокверково-жильные образования криптокристаллического магнетита в ультрабазитах экзогенно-инфильтрационного и гидротермального генезиса (месторождения Южного Урала, Закавказья, Казахстана, Сербии, Греции, Турции, Италии, Индии), на долю которых приходится практически остальные 15 % мировых запасов;

неправильные тела бруситов и бруситовых мраморов контактово-метаморфического генезиса среди толщ доломитов с линзами магнетитов близ контактов с интрузивами гранитоидов (Россия, США, КНДР, Канада).

Резко подчиненное значение имеют стратиформные линзовидно-пластовые залежи криптокристаллического магнетита и гидромагнетита с прослоями мергелей, глин, песчаников и конгломератов осадочного континентально-озерного генезиса миоценового и плейстоценового возраста. Ожидается, что роль месторождений этого типа будет возрастать.

7.2.8. Тальк и пиррофиллит

Тальк $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$ по своим свойствам близок к пиррофиллиту $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2$, в связи с чем эти минералы нередко заменяют друг друга при изготовлении различных изделий. Для талька характерен ряд ценных свойств: химическая стойкость, высокая белизна в порошке, жирность, скользкость, мягкость, огнеупорность, диэлектрические свойства, повышенная сорбционная способность, гидрофобность. Тальк отличается от пиррофиллита оптическими свойствами.

Среди талькового сырья выделяют высокосортные тальковые руды — талькиты, в которых массовая доля талька превышает 75 %. В рядовых и убогих рудах содержание талька менее 75 %. При содержании талька в пределах 35—75 % породу относят к тальковому или мыльному камню. Различают тальк-магнезитовые, тальк-доломитовые, тальк-хлоритовые камни.

Порошковатый молотый тальк используют как инертный наполнитель в производстве красок, пластмасс, бумаги, резины, химических и медицинских препаратов. Существенное количество талька применяют в тонкой и строительной керамике, в парфюмерной и фармацевтической промышленности.

Пиррофиллит широко используют при изготовлении керамики и в других производствах.

Ежегодная добыча талька превышает 7,5 млн т; крупнейшие производители — Китай и США (вместе — около половины мирового производства), Финляндия, Франция. Структура минерально-сырьевой базы талька России представлена на рис. 7.11.

Тальк образуется в результате метасоматических преобразований магнезиальных горных пород.

Важнейшие геолого-промышленные типы месторождений талька и талькового камня (по Н. И. Еремину):

сложные жилы, штоки, линзы и пластообразные залежи мало-железистых талькитов, тальк-магнезитовых, тальк-доломитовых и других тальк-карбонатных метасоматитов гидротермально-метаморфического генезиса близ контакта доломитов и других магнезиальных карбонатных пород с гранитоидными интрузиями;

сложные жилы, штоки, линзы и пластообразные залежи железистых талькитов, тальк-брейнеритовых и тальк-хлоритовых метасоматитов близ контактов серпентинизированных ультрабазитов с более молодыми гранитоидами;

экзогенные линзы и сложной формы залежи остаточных порошковатых мало-железистых и железистых талькитов в корах выветривания массивных талькитов и других образований первого и второго типов.

Месторождение талька Красная Поляна — один из объектов Миасской тальковой провинции Южного Урала, в которой нахо-

дится около 100 месторождений. Месторождение приурочено к северному замыканию Магнитогорского прогиба. По свидетельству Н. И. Еремина, участок сложен нижнекаменноугольной толщей переслаивания метаморфических сланцев углисто-серицит-кварцевого, кварц-хлорит-серицитового и хлоритового составов. Главная залежь тальковых сланцев в виде вытянутой линзы согласно залегает среди хлоритовых сланцев. Длина линзы 250 м, мощность достигает 75 м, на глубину она прослежена до 160 м. Падение крутое (50—80°) на юго-запад.

В составе залежи помимо преобладающих тальцитов присутствуют тальк-хлоритовые сланцы и рассланцованные тальк-карбонатные породы, а также линзы жильного кварца. В тальк-хлоритовых и тальк-карбонатных породах устанавливаются реликтовые тела (до 1 м) полностью серпентинизированных ультрабазитов. Тальковые, тальк-карбонатные породы сформировались за счет метасоматического замещения ультраосновных пород.

Саткинские месторождения магнезита (Саткинское, Березовское, Никольское, Ельничное) находятся вблизи г. Сатка Челябинской области на Южном Урале. Открытые в 1894 г., они начали эксплуатироваться в 1900 г. и в настоящее время образуют одну из основных сырьевых баз огнеупорной промышленности страны. Здесь добывается 95 % российского сырья.

По свидетельству Н. И. Еремина, месторождения находятся в западной части Башкирского мегаантиклинория, сложенного верхнепротерозойскими образованиями. Большинство промышленных залежей магнезита образуют линейно вытянутую в восточно-северо-восточном направлении зону, приуроченную к северо-западному пологому крылу Саткинской синклинали, сложенной карбонатными и карбонатно-глинистыми породами нижнерифейского возраста.

Вмещающими стратиформные магнезитовые залежи являются массивные и брекчиевидные доломиты и глинистые доломиты, образующие слои и пачки мощностью в десятки метров суммарной мощностью 750 м. В резко подчиненном количестве встречаются мергели, доломитоглинистые и глинистые сланцы, слагающие слои мощностью до нескольких метров.

Магнезитовая минерализация прослеживается на трех стратиграфических уровнях, нижний из которых, включающий пластовые и неправильной формы залежи, является промышленным. Многочисленные промышленные (преимущественно пластовые) залежи различны по своим размерам: их длина по простиранию колеблется от 45 до 170 м, по падению — от 40 до 950 м, средние мощности изменяются от 13 до 30 м. Падение рудных тел юго-восточное под углами от 5 до 80° (преобладают углы 20—40°). Иногда пластовые рудные тела кулисообразно сменяют друг друга.

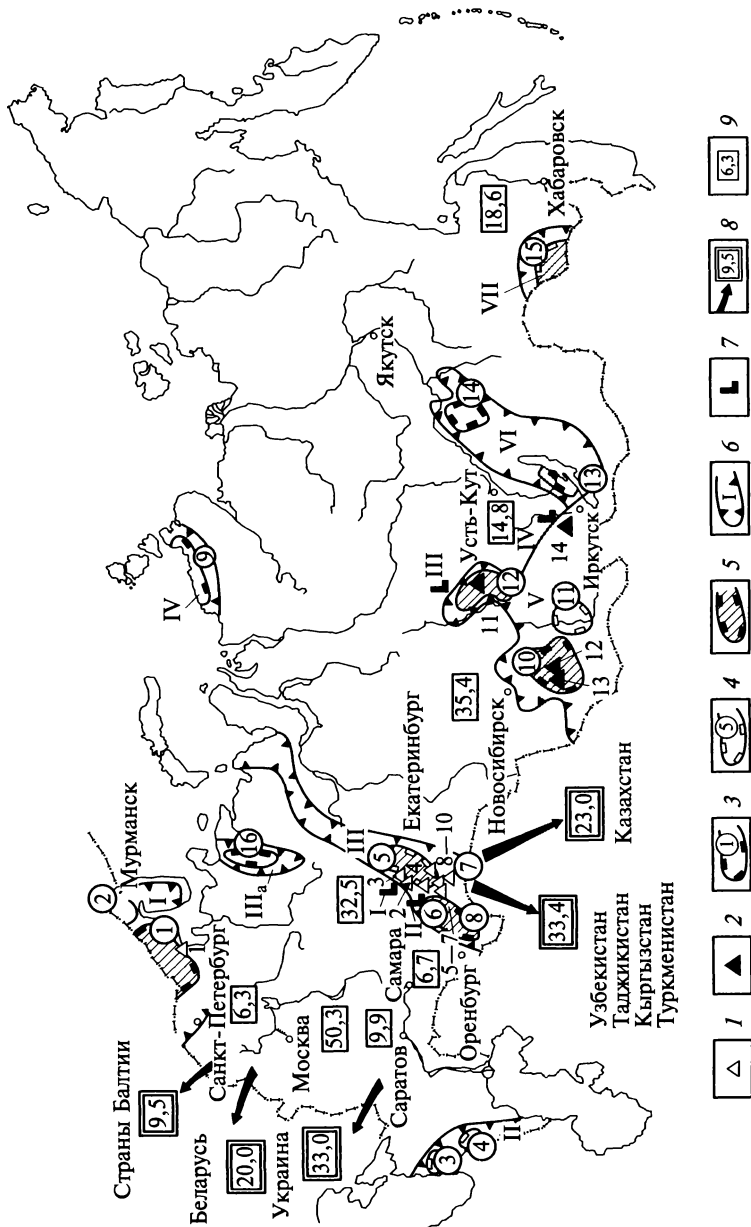


Рис. 7.11. Региональная структура минерально-сырьевой базы талька России (по В.С. Тохтасьеву и др., 1995):

1 — месторождения талька и талькового камня апоультрамафитового типа (1 — Турсан-Койкан-Аллушта, 2 — Шабровское, 3 — Сысертское, 4 — Сыроставское, 5 — Медведевское, 6 — Куйгустинское, 7 — Красная Поляна, 8 — Киркбинское, 9 — Абдул-Касимовское, 10 — Пугачевское); 2 — месторождения талька апокарбонатного типа (11 — Киргитейское, 12 — Алгуйское, 13 — Светлый Ключ, 14 — Онотское); 3 — тальконосные площади с месторождениями и проявлениями талька и талькового камня апокарбонатного типа (1 — Светлоозерская, 6 — Веселовско-Семибратская, 8 — Белорецкая, 9 — Таймырская, 10 — Алгуйская, 12 — Приангарская, 13 — Прибайкальская, 14 — Мамско-Чуйская, 16 — Тиманская); 4 — тальконосные площади с месторождениями и проявлениями талька и талькового камня апоультрамафитового типа (2 — Падос-Тундра, 3 — Маркопиджская, 4 — Ташоружская, 5 — Сысертская, 7 — Северо-Учалинская, 11 — Малокор-Шадатская, 15 — Деспко-Гарская); 5 — тальконосные площади с утвержденными прогнозными ресурсами; 6 — тальконосные провинции и субпровинции (I — Карело-Кольская, II — Северо-Кавказская, III — Уральская, III_а — Тиманская, IV — Таймырская, V — Енисей-Алтае-Саянская, VI — Бодайбино-Байкальская, VII — Ханкайско-Буреинская); 7 — комбинаты и рудники (I — Шабровский ТК, II — Миасский ТК, III — Киргизейский рудник, IV — Онотский рудник); 8 — экспорт тальковой продукции в государства-члены СНГ и государства ближнего зарубежья (объемы экспорта на начало 1990-х гг., тыс. т/г.); 9 — потребление тальковой продукции по основным потребляющим регионам РФ (тыс. т/г. за 1990—1992 гг.)



Промышленные рудные тела на 94—98 % сложены кристаллическим магнезитом и характеризуются отчетливыми согласными контактами. Магнезит отличается высокой чистотой, преимущественно средне- и крупнозернистым строением.

Образование крупных стратиформных залежей кристаллического магнезита в карбонатных осадочных толщах является дискуссионным. Высказываются гипотезы о гидротермально-метасоматическом, осадочном раннедиагенетическом происхождении и др.

7.2.9. Кварц

Кварц относят к группе индустриально-камнесамоцветного сырья. Он является ведущим представителем пьезооптического и оптического сырья.

Природный кварц в зависимости от качества сырья, определяемого прозрачностью, количеством примесей и включений, трещиноватостью, наличием двойников и другими особенностями, используют для различных целей.

Жильный кварц применяют при плавке кварцевых стекол, характеризующихся специальными свойствами — прозрачностью, химической и термической стойкостью, применяемых в светотех-

нической, оптико-механической и других отраслях промышленности. Особо чистое стекло используют в радарных установках, ЭВМ и др.

Прозрачные крупные бездефектные кристаллы пьезооптического кварца применяют для изготовления оптических и пьезооптических элементов. Эти виды природного сырья пользуются большим спросом. В ряде стран налажено производство синтетического пьезокварца.

Природными источниками получения жильного кварца и кристаллокварцевого сырья являются пегматиты и гидротермальные кварцевые жилы, а также кварцевые пески.

Выделяют следующие важнейшие геолого-промышленные типы месторождений (Н. И. Еремин, 2007):

пегматитовые тела с обособлениями жильного кварца и хрусталеносными камерами в гнейсах, гранитогнейсах и кристаллических сланцах или в апикальных частях гранитных интрузивов;

гидротермальные хрусталеносные кварцевые жилы и минерализованные трещины в кварцитах, песчаниках, метавулканитах, мраморах и других породах;

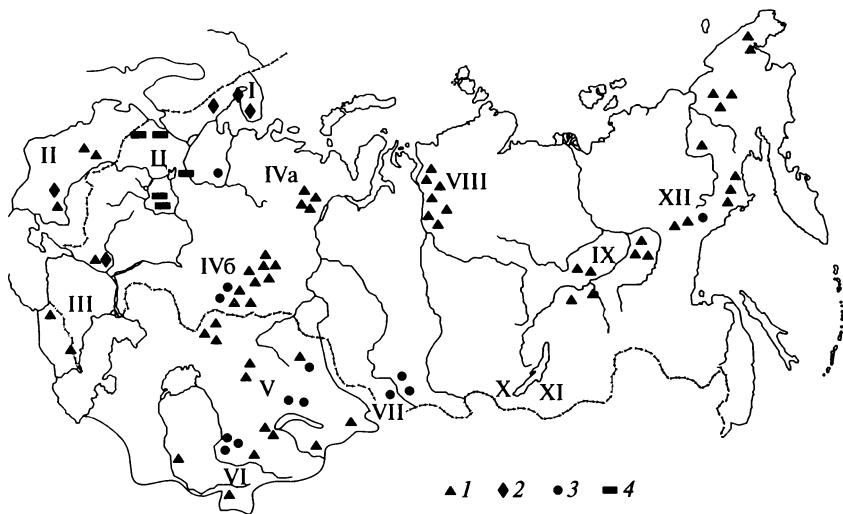


Рис. 7.12. Размещение месторождений кварцевого сырья на территории России и стран СНГ (по Н.А. Ясаманову, 1999):

1—4 — месторождения (1 — пегматитового кварца, 2 — гидротермального кварца, 3 — кварцитов, 4 — кварцевых песков); I—XII — кварцевые провинции (I — Кольская, II — Украинская, III — Кавказская, IVa — Приполярноуральская, IVб — Южноуральская, V — Казахская, VI — Среднеазиатская, VII — Алтайская, VIII — Верхоянская, IX — Алданская, X — Прибайкальская, XI — Забайкальская, XII — Северо-Восточная, Ц — Центрально-Европейская)

гидротермально-метаморфические жилы гранулированного кварца в гнейсах, амфиболитах, кристаллических сланцах мигматитогнейсовых комплексов;

хрусталеносные элювиально-делювиальные и аллювиальные россыпи среди песчано-глинистых отложений, залегающие на корях выветривания каолинитового типа и связанные с хрусталеносными телами пегматитов, гидротермальными жилами и минерализованными трещинами.

Несмотря на широкое развитие кварцевой минерализации промышленные месторождения, особенно крупные, встречаются редко. Крупнейший поставщик кристаллов кварца — Бразилия, которая в конце XX в. давала 95 % мировой добычи.

Россия обладает месторождениями всех геолого-промышленных типов (рис. 7.12). Пегматитовые месторождения известны в Карелии, на Кольском полуострове, на Среднем Урале и других районах. Гидротермальные хрусталеносные кварцевые жилы различных типов развиты на Алдане, в Приполярном и Южном Урале. Гидротермально-метаморфические жилы гранулированного кварца выявлены на Урале (Кыштымские, Ларинское, Вязовское, Маукское, Пузичихинское). Промышленные хрусталеносные россыпи широко развиты на восточном склоне Южного Урала.

7.3. Минеральные строительные материалы и сырье для их производства

Цементное сырье — различные горные породы (карбонатные, глинистые, кремнистые и сульфатные), которые используют для получения цемента. Мировое производство этого необходимого строительного материала неуклонно возрастает, приближаясь в настоящее время к 1 млрд т. Имеется множество различных типов, сортов, марок цемента, различающихся своими особенностями и свойствами. Важнейшим вяжущим материалом этого семейства является портландцемент. Для приготовления 1 т его клинкера (полупродукта, получаемого при обжиге тонкоизмельченной смеси минеральной шихты) расходуют 1,7—2,1 т исходного сырья — карбонатных (известняки, мел, мергель) и глинистых (глины, глинистые сланцы, аргиллиты) пород, смешиваемых в строго определенных соотношениях. Для первых оно составляет 75—82 %, для вторых — 18—25 %.

Первоначально портландцемент изготовлялся из глинистых известняков, так называемых мергелей-натуралов, характеризующихся почти оптимальным для цемента отношением оксида кальция к кремнезему. Подобные месторождения широко известны в штате Огайо (США), районе Регби-Лейстер (Великобрит-

тания), районе Новороссийска (Россия). Однако истощение месторождений мергелей-натуралов и резкое повышение спроса на цемент привели к тому, что для производства портландцемента стали использовать глины и известняки различных месторождений.

Качество цемента определяется соотношением его главных клинкерных компонентов и наличием загрязняющих примесей и зависит от химического состава исходной смеси карбонатных и глинистых пород (шихта), а также вводимых в цементный клинкер гипса и других добавок. Общими требованиями к качеству цементного сырья являются его однородность, выдержанность химического состава и отсутствие крупных включений других пород и минералов.

Среди месторождений карбонатного сырья для цементной промышленности наибольшее значение имеют три геолого-промышленных типа (Н. И. Еремин, 2007): 1) субгоризонтальные пласты и линзы мела, мергелей, известняков и доломитов в разрезах платформенных карбонатно-терригенных формаций различного возраста (Вольские и другие многочисленные месторождения Русской платформы и других платформ); 2) круто- и пологопадающие пласты, линзы и пачки ритмичного чередования мергелей, известняков и карбонатных глин мощностью в десятки метров в разрезах складчатых геосинклинальных карбонатно-терригенных флишевых толщ большой мощности (Новороссийские месторождения); 3) слабо наклоненные, быстро выклинивающиеся пластовые, линзовидные и сложной формы залежи доломитов и органических известняков с мелом и мергелями в составе карбонатных, рифогенных, соленосных, терригенных и угленосных толщ краевых и межгорных прогибов и внутренних впадин (Еленовское месторождение в Донбассе, месторождения штатов Огайо, Индиана и Иллинойс в США).

Источником глинистого сырья помимо мергелей служат месторождения морских глин, глинистых илов, аргиллитов и глинистых сланцев, представленные пластовыми и линзовидными залежами.

В цемент для улучшения его способности к гидратации в небольшом количестве добавляются высококремнистые породы с активным кремнеземом — диатомиты, трепелы и опоки определенного химического состава. В качестве активных добавок используют также вулканические породы опал-кristобалитового ряда — пуццоланы и трассы. Месторождения этого сырья широко развиты среди молодых осадочных пород Поволжья, Зауралья и других регионов.

В различные сорта цемента для регулирования его свойств добавляют гипс (до 3%). Главным геолого-промышленным типом месторождений гипса и ангидрита являются протяженные линзо-

видные и пластовые залежи в толщах карбонатных и терригенных пород — известняков, доломитов, глин и мергелей. Эти месторождения широко распространены в различных регионах.

Главными требованиями к месторождениям горных пород, используемых как строительные материалы и сырье для их производства, являются: значительные размеры, открытый способ разработки, обеспечивающий возможность переработки значительных объемов горной массы, близость к потребителям, комплексность сырья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бойцов В. Е. Месторождения благородных, радиоактивных и редких металлов / В. Е. Бойцов, Г. Н. Пилипенко, Н. А. Солодов. — М. : НИИ-ПРИРОДА, 1999. — 220 с.

Еремин Н. И. Неметаллические полезные ископаемые. — М. : Изд-во МГУ; ИКЦ «Академкнига», 2007. — 459 с.

Месторождения металлических полезных ископаемых / [В. В. Авдонин, В. Е. Бойцов, В. М. Григорьев и др.]. — М. : Академический проект, Трикста, 2005. — 720 с.

Полезные ископаемые Мирового океана / В. В. Авдонин [и др.]. — М. : Изд-во МГУ, 2000. — 160 с.

Романович И. Ф. Месторождения неметаллических полезных ископаемых / И. Ф. Романович. — М. : Недра, 1986. — 366 с.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых / В. И. Смирнов. — М. : Недра, 1986. — 687с.

Старостин В. И. Геология полезных ископаемых / В. И. Старостин, П. А. Игнатов. — М. : Академический Проект, Трикста, 2004. — 512 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
ЧАСТЬ ПЕРВАЯ. ПРОИСХОЖДЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	11
Глава 1. Эндогенная серия	15
1.1. Магматические месторождения	16
1.1.1. Ликвационные месторождения	17
1.1.2. Раннемагматические месторождения	22
1.1.3. Позднемагматические месторождения	31
1.2. Карбонатитовые месторождения	35
1.3. Пегматитовые месторождения	40
1.4. Скарновые месторождения	45
1.5. Альбититовые и грейзеновые месторождения	53
1.6. Гидротермальные месторождения	59
1.6.1. Плутоногенные месторождения	63
1.6.2. Вулканогенные андезитовидные месторождения	67
1.6.3. Вулканогенные базальтоидные субмаринные (колчеданные) месторождения	70
Глава 2. Экзогенная серия	76
2.1. Месторождения выветривания	76
2.2. Осадочные месторождения	79
2.2.1. Механогенные месторождения	80
2.2.2. Хемогенные осадочные месторождения	84
2.2.3. Биохимические месторождения	88
2.3. Эпигенетические месторождения	95
2.3.1. Экзодиагенетические месторождения	95
2.3.2. Инфильтрационные месторождения (в артезианских бассейнах)	96
2.3.3. Эксфильтрационные месторождения	99
Глава 3. Метаморфогенная серия	101
Глава 4. Геологические условия образования месторождений	109
Глава 5. Рудно-геологическая периодизация	114
ЧАСТЬ ВТОРАЯ. ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕТАЛЛИЧЕСКИХ И НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	123
Глава 6. Месторождения металлических полезных ископаемых	126
6.1. Черные металлы	126
6.1.1. Железо	126
6.1.2. Марганец	136

6.1.3. Хром	144
6.1.4. Титан	150
6.1.5. Ванадий	164
6.2. Цветные металлы	166
6.2.1. Алюминий	166
6.2.2. Никель	173
6.2.3. Кобальт	179
6.2.4. Медь	181
6.2.5. Свинец и цинк	196
6.2.6. Олово	206
6.2.7. Вольфрам	214
6.2.8. Молибден	219
6.2.9. Висмут	225
6.2.10. Ртуть и сурьма	227
6.3. Редкие элементы	234
6.3.1. Литий	234
6.3.2. Цезий и рубидий	236
6.3.3. Бериллий	239
6.3.4. Редкоземельные элементы и иттрий	245
6.3.5. Цирконий и гафний	249
6.3.6. Ниобий и тантал	251
6.3.7. Рассеянные элементы	259
6.4. благородные металлы	263
6.4.1. Золото	263
6.4.2. Серебро	288
6.4.3. Металлы платиновой группы	299
6.5. Радиоактивные металлы	310
6.5.1. Уран	310
6.5.2. Торий	335
Глава 7. Месторождения неметаллических полезных ископаемых	337
7.1. Химическое и агрономическое сырье	337
7.1.1. Фосфатное сырье (апатиты и фосфориты)	338
7.1.2. Сера	345
7.1.3. Бор	347
7.1.4. Натриевые, калийные и калийно-магниевые соли	348
7.2. Индустриальное сырье	352
7.2.1. Алмазы	352
7.2.2. Графит	357
7.2.3. Асбесты	360
7.2.4. Слюда	363
7.2.5. Барит и виверит	365
7.2.6. Флюорит	368
7.2.7. Магнезит и брусит	370
7.2.8. Тальк и пиррофиллит	372
7.2.9. Кварц	375
7.3. Минеральные строительные материалы и сырье для их производства	377
Список литературы	380

Учебное издание

**Авдонин Виктор Васильевич,
Старостин Виктор Иванович**


Геология полезных ископаемых

Учебник

Редактор Т. Ф. Мельникова
Технический редактор Н. И. Горбачева
Компьютерная верстка: В. А. Крыжко
Корректоры И. В. Могилевец, Г. Н. Петрова

Изд. № 101113789. Подписано в печать 30.11.2009. Формат 60×90/16.
Гарнитура «Таймс». Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Усл. печ. л. 24,0.
Тираж 2000 экз. Заказ № 3603

Издательский центр «Академия». www.academia-moscow.ru
Санитарно-эпидемиологическое заключение № 77.99.60.953.Д.007831.07.09 от 06.07.2009.
129085, г. Москва, пр-т Мира, д. 101в, стр. 1, а/я 48. Тел. 8(495)648-05-07, факс 8(495)616-00-29.

Отпечатано с электронных носителей издательства.
ОАО "Тверской полиграфический комбинат". 170024, г. Тверь, пр-т Ленина, 5.
Телефон: (4822) 44-52-03, 44-50-34, Телефон/факс: (4822)44-42-15
Home page - www.tverpk.ru Электронная почта (E-mail) - sales@tverpk.ru 



Издательский центр «Академия»

*Учебная литература
для профессионального
образования*

Наши книги можно приобрести (оптом и в розницу)

Москва 129085, Москва, пр-т Мира, д. 101 в, стр. 1
(м. Алексеевская)
Тел./факс: (495) 648-0507, 330-1092, 334-1563
E-mail: sale@academia-moscow.ru

Филиалы: Северо-Западный
198020, Санкт-Петербург, наб. Обводного канала,
д. 211-213, литер «В»
Тел.: (812) 251-9253, 252-5789, 575-3229
Факс: (812) 251-9253, 252-5789
E-mail: fspbacad@peterstar.ru

Приволжский
603005, Нижний Новгород, ул. Алексеевская, д. 24г и 24д
Тел.: (8312) 18-1678
E-mail: pf-academia@bk.ru

Уральский
620144, Екатеринбург, ул. Щорса, д. 92а, корп. 4
Тел.: (343) 257-1006
Факс: (343) 257-3473
E-mail: academia-ural@mail.ru

Сибирский
630108, Новосибирск, ул. Станционная, д. 30
Тел. / факс: (383) 300-1005
E-mail: academia_sibir@mail.ru

Дальневосточный
680014, Хабаровск, Восточное шоссе, д. 2а
Тел. / факс: (4212) 27-6022,
E-mail: filialdv-academia@yandex.ru

Южный
344037, Ростов-на-Дону, ул. 22-я линия, д. 5/7
Тел.: (863) 253-8566
Факс: (863) 251-6690
E-mail: academia-rostov@skytс.ru

Представительство в Республике Татарстан
420094, Казань, Ново-Савиновский район,
ул. Голубятникова, д. 18
Тел. / факс: (843) 520-7258, 556-7258
E-mail: academia_kazan@mail.ru

www.academia-moscow.ru
